Földtani Közlöny

137/3 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Budapest, 2007

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 137/3

Budapest
ISSN 0015-542X

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 137/3, 307–326. (2007) Budapest

Óriáskanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket?

A giant canyon system incised into the Late Neogene (Pannonian s.l.) post-rift sediments?

JUHÁSZ Györgyi[1], POGÁCSÁS György[2], MAGYAR Imre[3]

(10 ábra)

Tárgyszavak: Alföld, pannóniai s.l., kanyonrendszer, tektonika
Keywords: Hungarian Plain, Pannonian s.l., canyon system, tectonics

Abstract

Giant canyons incised into the Pannonian s.l. post-rift sediments have been recognized in the central part of the Hungarian Plain along several seismic lines. The canyon system has a surprisingly large size for a lacustrine setting. The incision surface is connected to sequence boundary (SB) SB Pa-4 (6.8 Ma by VAKARCS 1997), similarly to other incised valleys in the region. This SB surface was considered to have been associated with a significant base-level fall in some areas of the basin due to tectonics (CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994, SACCHI et al. 1999, JUHÁSZ et al. 2006, 2007). Accordingly, the canyon developement is presumably also connected to these structural changes. The study area documents the deepest part of the canyon system, it is incised several hundred metres in the preexisting substrate, into an extremely thick aggrading deltaic complex. The canyon fills are overlain by fluvial sediments. The respective width sof the individual canyon valleys range from 5 to 10 km but 1 to 2 km wide tributaries can also be seen. At least two or even more canyons can be seen next to each other. This could be either the representation of a meandering feature, or this is the area of a major trunk valley where the confluences can be seen on the seismic profiles. The depth of the valley is greatest at and around this confluence area (it can reach 600–700 m) and in the deepest part it has almost entirely eroded the Late Miocene (Pannonian s.l.) sedimentary succession. The canyons are filled mostly with clayey deposits, and in a few rare instances intercalated with some silty-sandy succession of gravity sediments. In a definite time interval would have served as feeder channels for the turbidites of the Makó-trough.

Conventional and modern models and examples of deep-water canyons were all worked out for deep-marine settings, and these cannot be readily applied to the relatively small, restricted basin of Lake Balaton. What could have caused such large-scale phenomena in a lake? The major valleys of the canyons have a multiphase history based on their dimensions and shape in connection with the fact that they are embedded in a lacustrine succession. On the other hand their size is several times larger than the height of active feeder channels of large deep sea fans.

According to structural analysis, the canyon system occurs at a large releasing bend and/or extensional duplex of the Paks–Szolnok strike-slip system, which was active as sinistral during the Late Miocene. Therefore, the formation of the deep canyons was presumably generated by the interaction of a relative base-level fall, the reactivation and bending/duplexing of a strike-slip system precisely in the same area, and the large sediment supply carried by overfed rivers.

Összefoglalás

Az Alföld középső részén, a Pannon-tavat ÉNy-i irányból feltöltő deltarendszer útvonalán hatalmas bevágódott kanyonrendszer észlelhető a szeizmikus szelvényeken. A kanyon méretei elgondolkodtatóak, a bevágódások mélysége a tengelyvonalban 200–700 ms között mozog, szélességük egyes helyeken 5–10 km. Egy szűk területen szinte a pannóniai képződmények talpáig leér a bevágódás. Felmerül a kérdés, lehetségesek-e ezek a méretek egy tóban, és mi hozhatta létre őket?

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14., juhasz@mafi.hu
[2]ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C
[3]Mol Rt., H–1117 Budapest, Október 23-a utca 18.

A másik szál a vizsgálatok elindításában az volt, hogy néhány fúrás az adott területen érdekes, a hagyományos pannóniai üledéksorba nem illő képződményeket harántolt a rétegsor felső részében. Ezek közül elsőnek a helyenként több száz méter vastag, tavi üledékekre utaló, szinte homogén agyagtestek említhetők.

A harmadik szál a mederkitöltések fedőképződményeit alkotó, igen jól reflektáló, nagy területre kiterjedő szeizmikus reflexió vizsgálata volt, amely kavicsos kifejlődésű, „pliocén" faunát tartalmazó, transzgresszív elöntési szintet képvisel.

Az eddig elvégzett vizsgálatok alapján a kanyonrendszer kialakulása több tényező időben és térben történő véletlen egybeesését, együttes hatását tükrözi. A kanyonok a dőlésirányú szeizmikus szelvények vizsgálata alapján egyértelműen a medencében eddig azonosított egyik legjellegzetesebb felülethez, a Pa–4 (6,8 Ma sensu VAKARCS 1997) szekvenciahatárhoz kötődnek. A kanyonrendszer legmarkánsabb része a fő Duna–Tisza közi oldaleltolódási zóna irányváltásához köthető és az ott kialakuló duplex szerkezettel mutat térbeli egyezést (POGÁCSÁS et al. 1989a). A kanyonok falát több helyen a virágszerkezetek helikoidális nyírási zónái alkotják, jelezve, hogy kialakulásukban a relatív vízszintcsökkenésen túl az oldaleltolódásos tektonika is nagy szerepet játszott. A legmélyebb bevágódás több kanyon összefolyásával, az oldaleltolódási zóna duplexénél alakult ki.

A kanyonrendszer léte három eddig nem tisztázott jelenségre nyújt magyarázatot, ill. bizonyítékot:

1. A Pa–4 (6,8 M év sensu VAKARCS 1997) szekvenciahatár megléte az elmúlt időszakban megkérdőjeleződött. A kanyonrendszer rétegtani helyzete erős érvként szól amellett, hogy ez a markáns felület létezik, és szekvenciahatár volt.

2. A Duna–Tisza közén valamikor a 6–8 M év közötti időintervallumban oldaleltolódások mehettek végbe, amelyek aztán a későbbiekben a pliocén során újra reaktiválódhattak. Tektonikai deformációk létrejöttére ebben az időintervallumban a Derecskei-árokban végzett szekvenciasztratigráfiai-szedimentológiai vizsgálatok is egyértelműen rámutattak (JUHÁSZ et al. 2006).

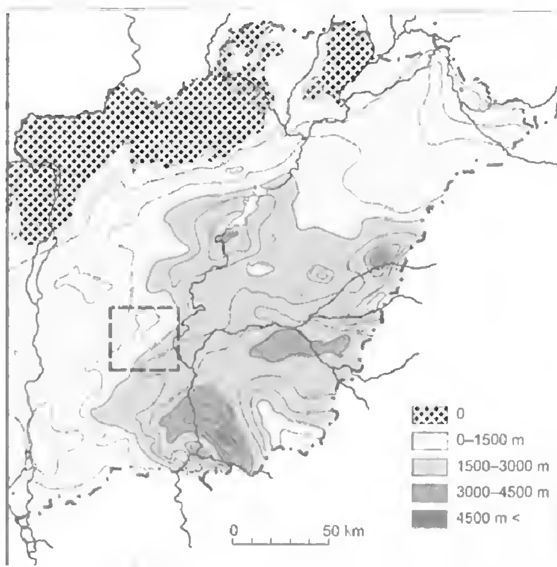
3. Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat az oly sokat vitatott Nagyalföldi Formáció fáciesére és leülepedési körülményeire.

Bevezetés

Az Alföld középső részén, a Pannon-tavat ÉNy-i irányból feltöltő deltarendszer útvonalán, Kecskemét–Nagykőrös–Nyárlőrinc térségében (az *1. ábrán* jelölt terület) jelentős méretű, a pannóniai üledékképződés során keletkezett kanyonrendszer észlelhető a szeizmikus szelvényeken. A kanyonok mérete akkora (200–700 ms, azaz 200–700 m mély), hogy egy ideig elgondolkodtak a szerzők, vajon mi okozza ezt a jelenséget a szelvényeken, pusztán tektonika, vagy eróziós mederbevágódás, kialakulhattak-e ekkora kanyonok a Pannon-medencében. Lehetségesek-e ezek a méretek egy tóban, és mi hozhatta létre őket?

A vizsgálati terület környezetében több bevágódott meder nyomozható a Pa–4 (6,8 M éves) harmadrendű szekvenciahatárhoz kötődően (JUHÁSZ et al. 2006). Egy jól körvonalazható területen azonban a medrek bevágódása olyan méretűvé válik, hogy valódi kanyonoknak tekinthetők. Egy szűk területen — a Duna–Tisza közi pliocén–kvarter transzform vető zóna (POGÁCSÁS et al. 1989a) kanyarulatánál létrejött oldaltolódásos duplex virágszerkezeteihez kötődően, ill. azzal interferálva — szinte a pannóniai képződmények talpáig leér a bevágódás, szélessége pedig több kilométer. Teljes és részletes feltérképezésükhöz 3D szeizmikára lenne szükség. A múlt század hetvenes és nyolcvanas éveiben mért alacsonyabb fedésszámú, gyengébb felbontású szeizmikus szelvényeken a kanyonok jelenléte alig, vagy egyáltalán nem látszik. A viszonylag új 2D szeizmika azonban jól adja a kanyonkitöltések körvonalait, amelyek többfázisú kanyonbevágódásokra utalnak.

A szeizmikus szelvényképen túl másik szál a vizsgálatok elindításában az volt, hogy néhány fúrás az adott területen az átlagos pannóniai rétegsortól eltérő képződményeket harántolt a pannóniai összlet felső részében. Ezek közül elsőnek a helyenként több száz méter vastag, tavi üledékekre utaló, szinte homogén agyagtestek említhetők, amely valószínűleg a sokszor megkérdőjelezett és a medencében vitatott helyzetű és fáciesű Nagyalföldi Formációba sorolható (Jámbor Á. személyes közlése).



1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése az Alföldön, a pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképével

Fig. 1. Location of the study area in the Hungarian Plain with the contour map of the Late Neogene basement

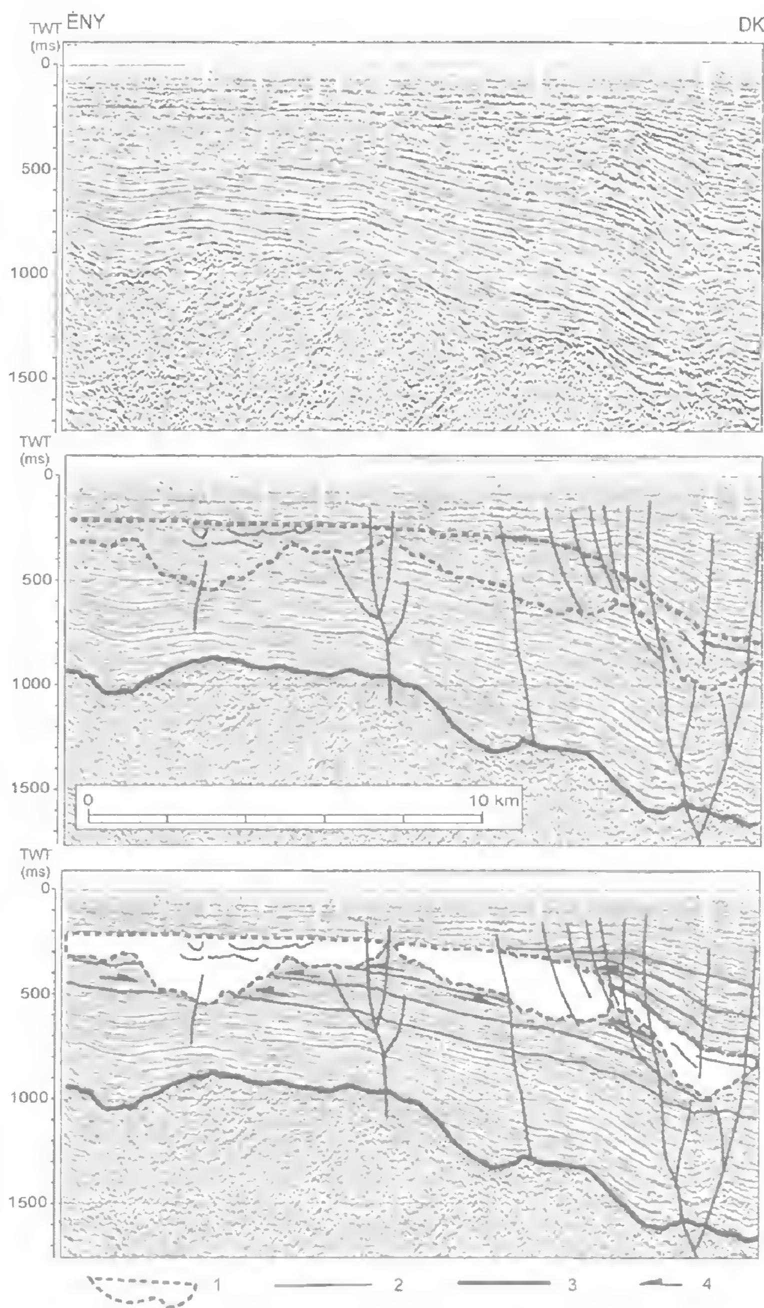
A harmadik szál a mederkitöltések fedőképződményeit alkotó, nagy területre kiterjedő, erős szeizmikus reflexió vizsgálata volt, amely kavicsos kifejlődésű, pliocén faunát tartalmazó, erózióval települő folyóvízi képződményeket reprezentál.

A feldolgozás során szakirodalmi analógiákat kerestünk, de a leírt mélyvízi kanyonok többnyire mélytengeri körülmények között képződtek (CLARK & PICKERING 1996, POSAMENTIER 2001, POSAMENTIER & KOLLA 2003, CRONIN et al. 2005, BAZTAN et al. 2005, MITCHELL 2006), ezért óvatosnak kellett lennünk az átültetésükkor.

Jelen tanulmány célja e jelenség leírása, egyelőre a jelenség szűkebb környezetében. A kanyonbevágódások tágabb területen történő vizsgálata és térképezése az Alföld ÉNy-i behordási területén, ill. a hozzá kötődő fejlődéstörténeti összefüggések vizsgálata még folyamatban van.

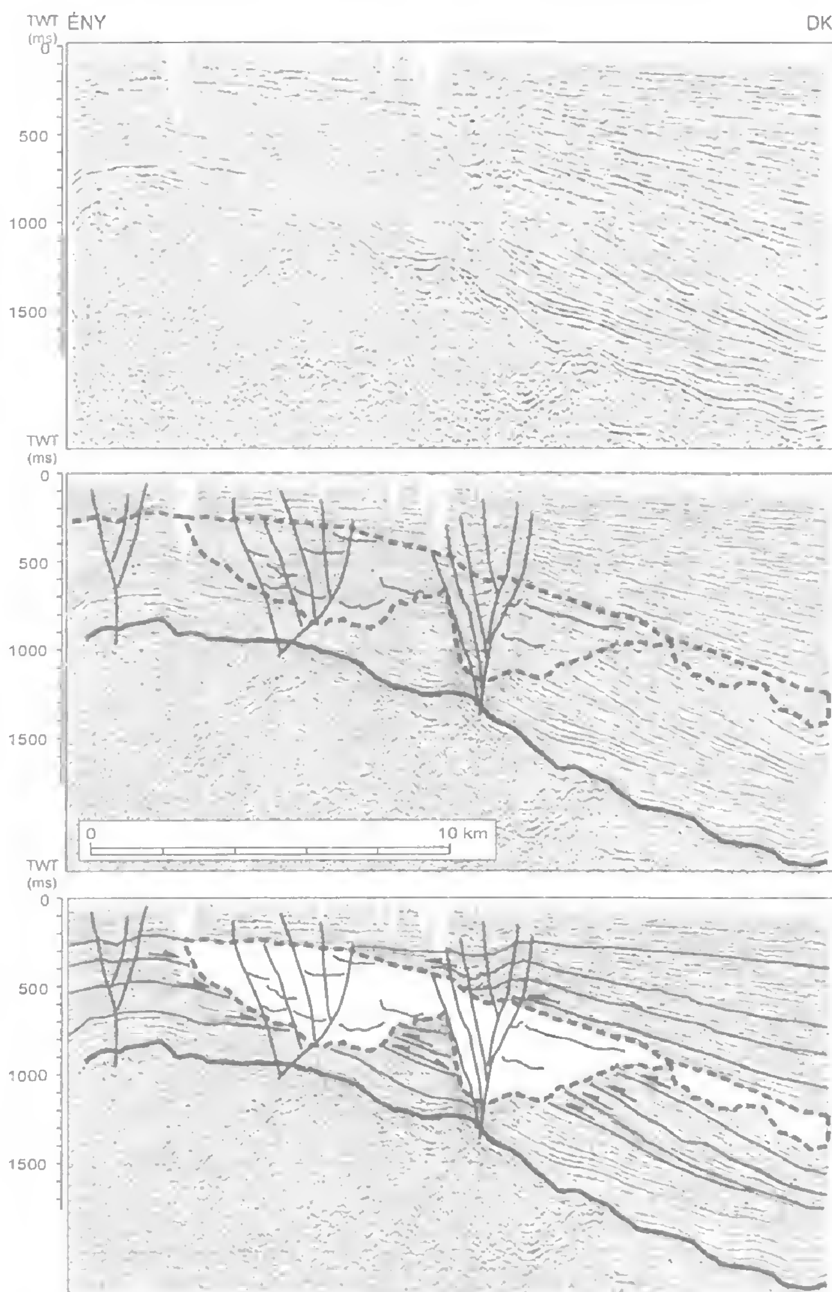
A kanyonrendszer morfológiai jellemzői

Nagykőrös–Kecskemét térségében nagy léptékű bevágódások észlelhetők a szeizmikus szelvényeken (2–4. *ábra*). A bevágódások mélysége a tengelyvonalban 200–700 ms között mozog (amely ebben a mélységzónában nagyjából megfelel 200–700 m-nek), szélességük átlagosan 5-10 km, de akadnak csupán 1-2 km széles mellékvölgyek is. Az egyes szelvényeken egymáshoz közel több mély völgy látható, amelyek azonban egyenként is több egymást követő eseménysorról tanúskodnak. A völgyek mérete, különösen a vizsgált terület középső zónájában, kanyonredszer jelenlétére utal. Elsősorban a dőlésirányú szelvényeken látható jól (2–3. *ábra*), hogy a korábbi, aggradáló rétegsor egyenletes rétegei, ill. reflexiói megszakadnak,



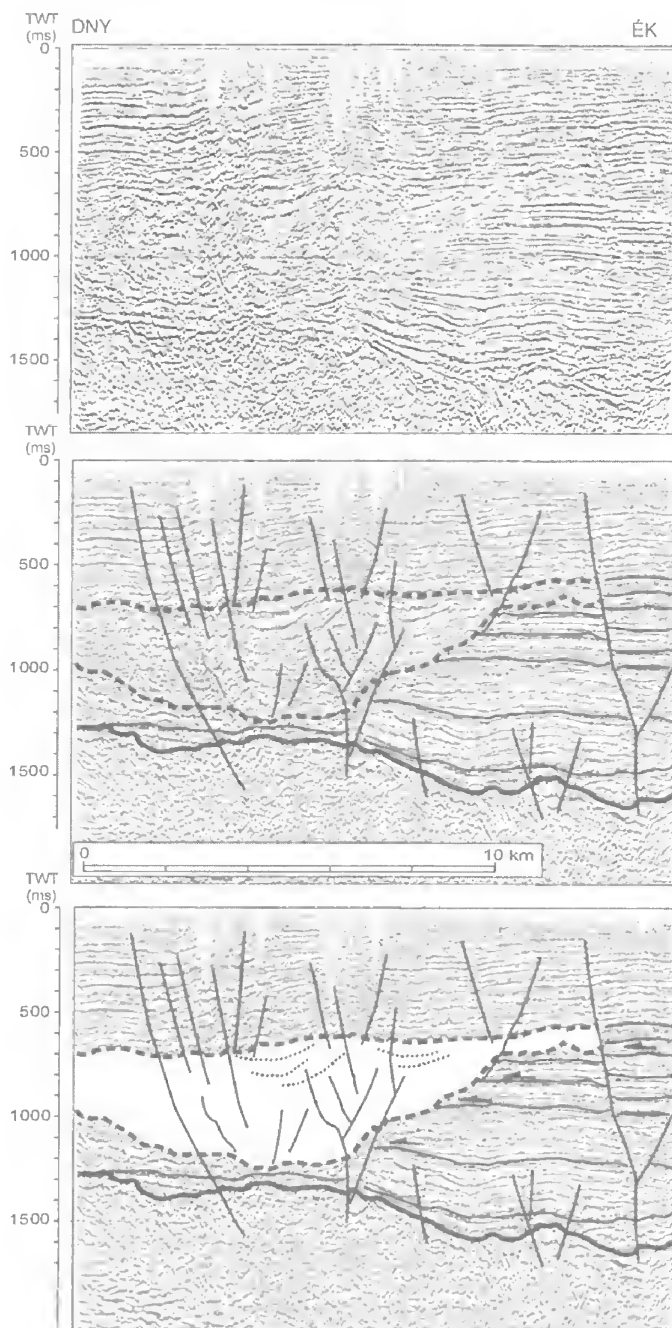
2. *ábra.* Dőlésirányú szeizmikus szelvény és a bevágódások metszete a gyökérvölgytől távolabb eső területen (1. szelvény). Helyét l. az 5. ábrán. 1. völgybevágódás, 2. időszintek, 3. aljzat, 4. eróziós rétegfejek

Fig. 2. Dip-oriented seismic profile and the canyon incisions in the more marginal areas of the canyon system, further from the trunk valley (Profile 1, location see on Fig. 5). 1 incised valley or canyon, 2 time-lines, 3 basement, 4 truncation



3. *ábra.* Dőlésirányú szeizmikus szelvény és a bevágódások metszete a kanyon legmélyebb részén, a gyökérvölgy zónájában. Jól látható, hogy a kanyonok teteje egy markáns szekvenciahatárhoz (SB Pa–4, 6,8 M év) köthető (2. szelvény). A szelvény helyét l. az 5. ábrán

Fig. 3. Dip-oriented seismic profile and the incised canyons in the deeper part of the canyon system in the zone of the trunk valley (Profile 2, location see on Fig. 5)



4. ábra. Csapásirányú szeizmikus szelvény a kanyon legmélyebb részén át, az előző szelvényekre merőlegesen (3. szelvény). Helyét l. az 5. ábrán

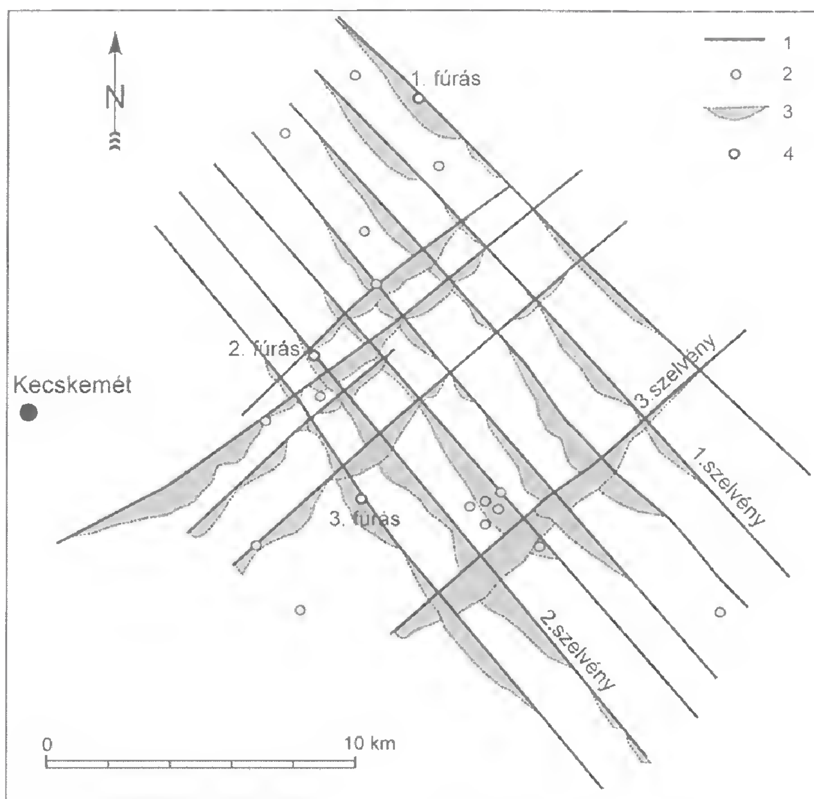
Fig. 4. Strike-oriented seismic profile and the deepest canyon incision in the zone of the trunk valley (Profile 3, location see on Fig. 5)

lenyíródtak az itt kialakult eróziós diszkordancia következtében. A kanyonok a korábbi selfperemen a legmélyebbek, míg a mélymedence, illetőleg a deltaháttér (partvonal) irányában ellaposodnak. Az erős reflexiókötegekkel jellemzett alaprétegsortól erőteljesen elkülönül a transzparens, „rizsás" képpel jellemezhető kanyonkitöltés, amelyben csak igen kevés rendezett reflexiódarab jelentkezik, az is elsősorban a hagyományos fekete-fehér papírszelvényeken és leginkább a völgyek legfelső részében. A színes digitális szelvényeken a kitöltés az esetek többségében teljesen reflexiómentes, még sokkal jobban elválik környezetétől, bár néhány esetben itt is látszanak rendezettebb szakaszok.

A dőlésirányú szelvényeken jól kivehető, hogy a bevágódások szintje a regionális hálóval korrelálva a Pa–4 (6,8 M év sensu — VAKARCS 1997) szekvenciahatárnak adódik. A lejtő aljához közeledve már kisebb mélységű medrek látszanak a szelvényeken. A vizsgált terület nagy részén és ettől ÉNy-ra azonban a medrek a selfen „fekszenek fel", mindössze 200-300 ms mélységben, ami 200-300 m mélységnek felel meg. Ez a szint itt már egybeesik több sokkal fiatalabb szekvenciahatárral is. A Pa–4-et követő szekvenciahatárok, ill. időszintek láthatóan szinte egy pontban futnak össze minden dőlésirányú szelvényen, innen nyílik ki a medence (hinge point?). Egyes szelvényeken kisebb-nagyobb mértékben lelapolódások (offlaps) jelennek meg abban a szintben, amely a selfen a medrek fedőjét alkotja (Pa–5 SB?, 4,2–4,4 M éves szint), vagyis a rétegek legfelső részei lenyíródtak. Ez a szint igen erős reflexióval jellemezhető a szeizmikus szelvényeken, nagyon jellegzetes és jól követhető. A fölötte települő folyóvízi rétegsor kavicsot és pliocén faunát tartalmaz, tehát ez még nem a pleisztocén fekü, bár közel áll hozzá, kora 4,2–4,4 M évnek (?) adódik. A korábbi széles selfterület fölött, vagyis az előzőekben említett „hinge point"-tól ÉNy-ra, csak ezt követően kezdődött meg a süllyedés és az üledékképződés. A köztes időintervallumban ezt a területet erózió jellemezte, illetve üledékképződés csak a kanyonokban folyt.

A csapásirányú szelvényeken a self, illetve a part irányában szintén több mély völgy nyomozható egymás mellett. Dél felé haladva azonban, az egykori selfperem környékén a völgyek egybeolvadnak, és egy hatalmas méretű gyökérvölgy (trunk valley — fővölgy?) körvonalai jelennek meg (*4. ábra*, 3. szelvény). Úgy tűnik, a többi völgy minden irányból ebbe fut össze. A kanyonrendszer legnagyobb elemeit erős tektonika jellemzi, mind pozitív, mind negatív virágszerkezetek felismerhetők bennük (részletes jellemzésüket l. később). Méreteinél és erős tektonizáltságánál fogva ez a gyökérvölgy — amelynek talpa egy kisebb területen leér szinte a pannóniai feküig, tehát itt szinte az egész korábbi pannóniai rétegsor erodálódott (!), — eleddig értelmezhetetlen volt, ránézve senki nem állíthatta, hogy egy hatalmas bevágódásról van szó, ugyanakkor a szeizmikus szintek követhetetlenek voltak ebben a zónában.

A vizsgált Nagykőrös–Kecskemét kutatási területen hálódiagram formájában ábrázoltuk a kanyonrendszer egyes elemeinek térbeli elhelyezkedését (*5. ábra*). 3D szeizmika hiányában csak következtetni tudunk az egykori morfológiára. Látható azonban, hogy a terület középső részén, a 2. és 3. szelvény találkozásánál legmélyebbek a kanyonok. Határozottan kirajzolódik egy É-i ág, és egy K–ÉK-i ág. Ny-i irányból szintén nagy bevágódások láthatók, itt azonban a szelvények hiánya, ill. rossz minősége nehezíti a térbeli követhetőséget. A völgysor tehát itt egy többfelé ágazást-szakadást mutat, ami egyrészt a többirányból történő egybefolyást jelenti,



5. ábra. A kanyonrendszer hálódiagramja a vizsgált terület szeizmikus szelvényei mentén. 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. bevágódott kanyon, 4. bemutatott fúrás

Fig. 5. Fence diagram of the canyon system in the seismic network of the study area. 1. seismic line, 2. well, 3. incised canyon, 4. exposed wells

és/vagy a korábbi völgyek esetleges meanderezésére is utal. Ez okozhatja azt is, hogy a szelvényeken egymás mellett több medersor látszik, különösen a kanyonrendszer felső részében.

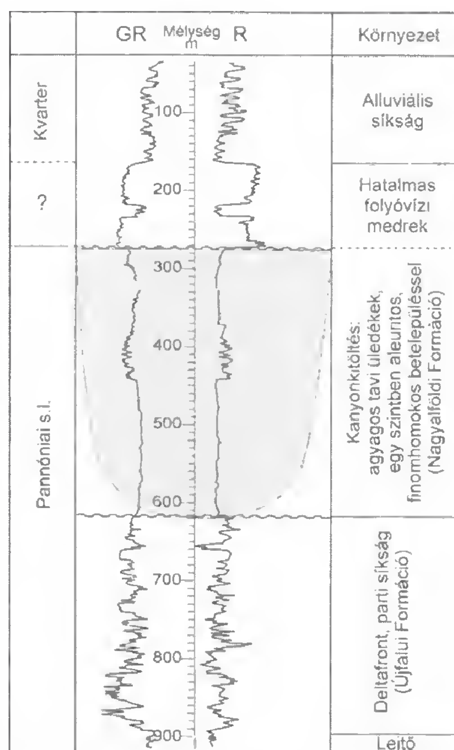
A kanyont kitöltő rétegsorok

A vizsgált területen, és általában a Duna–Tisza közén az Újfalui Formáció deltafront, deltasíkság és parti síkság üledékei igen nagy vastagságot érhetnek el (Juhász 1992; Juhász et al. 2006, 2007), ugyanakkor a fölötte települő Zagyvai Formáció folyóvízi–ártéri–mocsári (fluviolakusztris) képződményei elvékonyodnak, ill. kiékelődnek Ny-i, ÉNy-i irányban. A kanyonok az Újfalui Formáció delta fáciesű képződményeibe, az aggradáló deltakomplexumba vágódnak bele, több-kevesebb részét erodálva annak.

A kanyont agyagos rétegsor tölti ki, amelynek megjelenése, litofácies- és karotázsképe eltér a Zagyvai Formáció sűrűn fogazott, aleuritos, agyagos ártéri

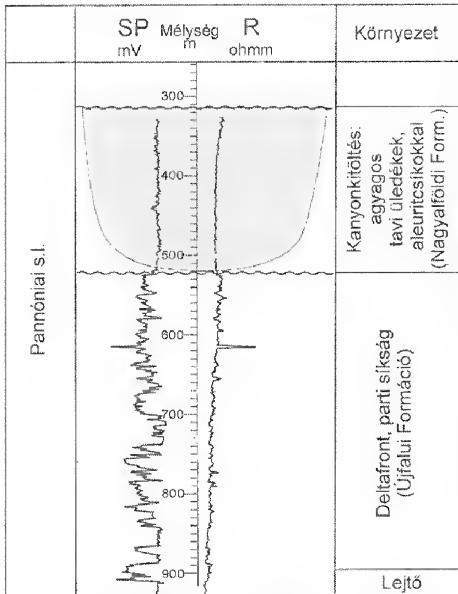
képződményeinek elektrofácies képétől (6–7. ábra). A kanyonkitöltés karotázsképe sokkal egyöntetűbb, egyes fúrásokban szinte egyenes vonalat ad, zavartalan „tavi" üledékképződést tükrözve, mint például sokszor az Algyői Formáció képződményei. Ez a jellegzetes rétegsor jól megkülönböztethető a többi, általánosan elterjedt és jól ismert pannóniai képződménytől, ezért is írták le gyakran „levanteinek" a vízföldtani dokumentációkban. Az agyagos rétegsorban azonban több helyen megfigyelhető egy 10–50 m vastag aleuritos–homokos szint (6. ábra).

A medrek ÉNy-ról DK felé haladva egyre mélyebb szerkezeti helyzetben nyomozhatók. Amíg Kecskeméten és tőle közvetlenül keletre a mélyfúrásokban a kanyonkitöltő agyagos rétegsor kb. 250–500 m közötti mélységben helyezkedik el, addig tőle DK-re a Kecs K-861 fúrásban már csak 430 m mélységben érték el az agyagösszlet tetejét. E fúrás és még több más, köztük a nyárlőrinci mélyebb vízkutató fúrások a kanyonkitöltésben fejeződtek be. A kitöltő agyagos rétegsor vastagsága az egyes fúrásokban természetesen attól függ, hogy a kanyont egyáltalán harántolta-e a fúrás, és ha igen, annak mely részén. Az 5. ábrán látható fúrást, amely a kanyonövbe esik, látszólag végig agyagos-aleuritos rétegsor jellemzi. Ez az egyetlen olyan fúrás, amelyben úgy tűnik, a Újfalui Formáció nagy részét erodálta a kanyonbevágódás. Ez azonban a görbe rossz minősége miatt nehezen értékelhető. Az bizonyos, hogy itt nem teljesen agyagos a rétegsor. Maganyag hiányában, pusztán a gyenge karotázsfácieskép alapján is valószínűsíthető azonban, hogy gravitációs üledékszállítás finomszemcsés termékeit is tartalmazza, amire a görbe enyhén hordó alakú lefutása utal. Az összes többi fúrásban, amely a kanyonzónába esik, a kanyonkitöltő képződmények alatt több-kevesebb töredéke megtalálható a homokban gazdag deltafront, parti síksági rétegsornak. A vízkutató fúrások sekély mélységük miatt



6. ábra. A kanyonkitöltés megjelenése az 1. fúrás rétegsorában. A kitöltést agyagos rétegsor jellemzi, alatta az Újfalui Formáció deltafront, parti síkság fáciesű rétegsora látható, fölötte hatalmas folyóvízi mederkitöltés sorozatok települnek. Ebben a szintben jelennek meg általában a kavicsos rétegsorok, amelynek pliocén, ill. kvarter volta vita tárgya. Jelen tanulmányban a szerzők a gyér biosztratigráfiai adatok alapján a pliocén kor mellett döntöttek. A fúrás helyét l. az 5. ábrán

Fig. 6. The canyon fill in the sedimentary succession of Borehole 1. The canyon fill is characterized by argillaceous marls, with a thicker silty-sandy intercalation in the midst. It is underlain by the sandy succession of the Újfalu Formation deposited in delta front and coastal plain environments while it is overlain by huge channel complexes of uncertain age. These are debated to be Pliocene or Quaternary in age by different experts but on the basis of the rare biostratigraphic evidences this study discuss them as of Pliocene age. For location see Fig. 5



7. ábra. A kanyonkitöltés megjelenése a 2. fúrás rétegsorában. A kitöltést szintén tavi fáciesű agyagos rétegsor jellemzi, karotázs szelvényképe szinte egy egyenes vonalat ad. Alatta az Újfalui Formáció deltafront, parti síkság fáciesű rétegsora látható. A fúrás helyét l. az 5. ábrán

Fig. 7. The canyon fill in the sedimentary succession of Borehole 2. It is also characterized by argillaceous marls of possible lacustrine facies. It is underlain by the sandy succession of the Újfalu Formation deposited in delta front and coastal plain environments. For location see Fig. 5

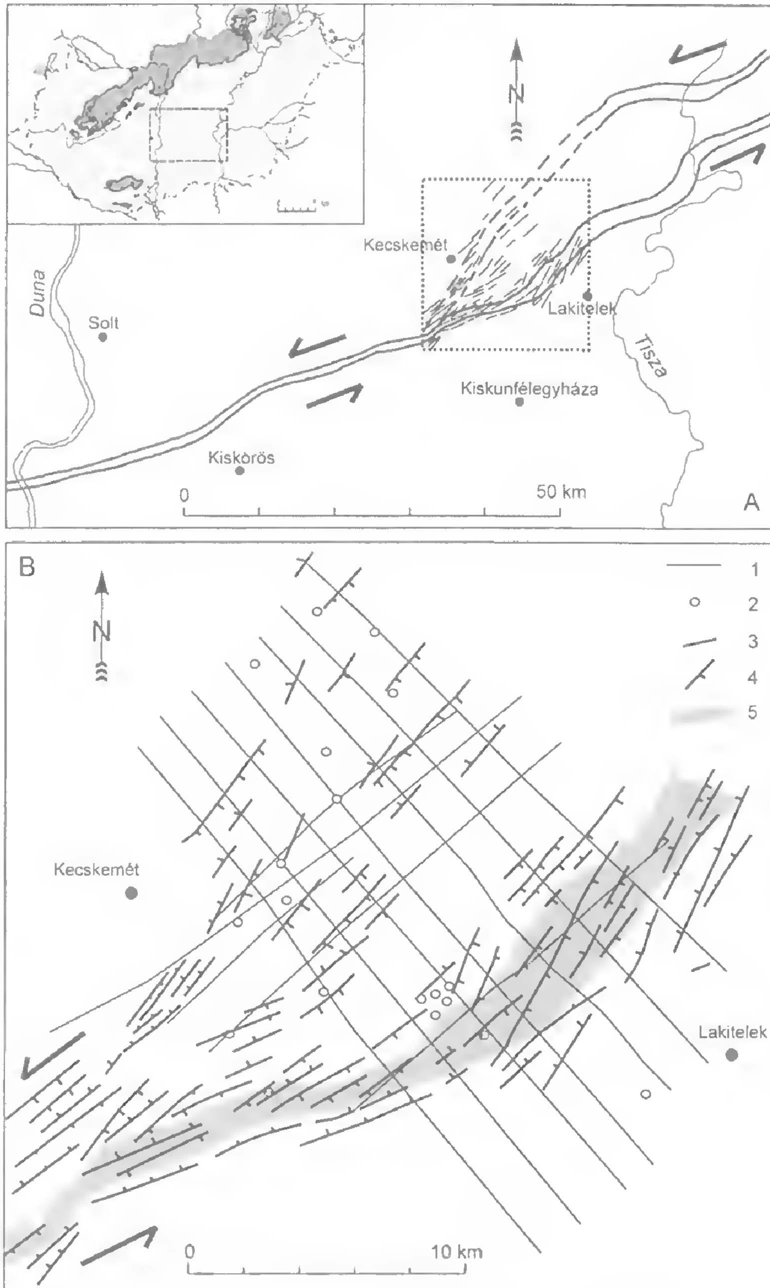
többnyire nem, vagy csak épphogy elérték a kanyont kitöltő agyagos rétegsort. A nagyobb mélységűekben ezt az agyagos rétegsort „levanteinek" nevezték (pl. Kecs K–783: 245–510 m, Kecs K–860: 237–508 m). A dolgozatunkban tárgyalt mostani szűkebb vizsgálati területünktől északra és nyugatra kis mélységben szintén megtalálhatók ezek a tavi üledékképződésre utaló agyagos szakaszok, és egészen a Duna vonaláig követhetőek. Feltérképezésüket folytatjuk.

Bár az irodalmi példák alapján a kanyonkitöltések általában agyagosak, a szeizmikus szelvényekben a kanyonok legfelső részein erős kontúrú „kisebb" mederbevágódások is találhatók, amelyek már feltehetően homokos folyóvízi üledékeket tartalmaznak. A kanyonok legalján, a tengelyzónában finomszemcsés áthalmozott üledékeket találunk. A vizsgált fúrásokban azonban elsősorban agyagos, tavi fáciesű a domináns kanyonkitöltő üledék.

Pannóniai–kvarter oldaleltolódások

A Kecskemét–Nagykőrös térségében térképezett kanyonrendszer a Paks–Kisújszállás vonalában húzódó, nagyjából ÉK–DNy irányú, balos oldaleltolódási zónára esik. E transzform vetőzóna kimutatását és feltérképezését (Pogácsás et al. 1989a, 1989b) szeizmikus szelvényeken azonosított virágszerkezet struktúrák tették lehetővé. A transzform törés Duna–Tisza közi szakasza (*8. ábra, A*) a zóna csapásirányával majdnem párhuzamos, közel egyenes szegmensekből és a zóna fő csapásirányával kisebb-nagyobb szöget bezáró kanyarulatokból, ill. ívekből áll. Az oldaleltolódás során létrejött szintetikus és antitetikus nyírási felületek az egyenes szegmensek mentén viszonylag keskeny sávra lokalizálódtak, míg az ívelt szakaszokon jóval szélesebb zónát érintve kompressziós és extenziós (duplázódások) duplexek alakultak ki. Az oldalelmozdulások súlypontjának áthelyeződése, az egyik közel egyenes szegmensről a másikra ezeken a szélesebb, deformált sávokban történt.

A pannóniai–kvarter során több fázisban mentek végbe balos (sinistral) oldaleltolódások a zóna két ellentétes oldalán lévő kéreg- (és/vagy litoszféra-)



8. ábra. A vizsgált terület tektonikai térképe. A — a Duna–Tisza köze fő oldaleltolódási zónája, B — a vizsgált terület szerkezeti térképe. 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. normál vető, 4. Riedel-vető, 5. gyökérzóna

Fig. 8. Tectonic map in the vicinity of the stud y area. A — the main strike-slip fault zone of the Danube–Tisza interfluve. B — Structural map of the study area. 1. seismic line, 2. well, 3. normal fault, 4. Riedel-fault, 5. root zone

blokkok között (POGÁCSÁS et al. 1989a, DETZKY-LŐRINCZ & SZABÓ 1993, DETZKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b; LŐRINCZ 2002; NEMCOK et al. 2006). TÓTH & HORVÁTH (1997, 1999) valamint TÓTH (2003) részletesen elemezve az ELTE Geofizika Tanszékének Paks környékén a Dunán végzett nagyfelbontású vízi szeizmikus méréseit, megállapította, hogy az oldaleltolódáshoz kapcsolódó deformációk a fiatal mederüledékekben is kimutathatók. Az oldaleltolódások horizontális amplitudójára Kiskőrős–Orgovány térségében 7-8 km (POGÁCSÁS et al. 1989a), Szolnok térségében pedig 5-10 km (DETZKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b) adódott.

A dolgozatban bemutatott kanyonrendszer ott jött létre, ahol a Csengőd–Orgovány vonalában többé-kevésbé egyenes szegmense az oldaleltolódási zónának, Kecskeméttől délre ÉÉK-i irányba fordulva és ketté ágazva duplexet formál. Az egyenes szegmens keleti végén ÉÉK-i irányban szélesedő, legyezőszerűen szétálló, egymáshoz zsindelyszerűen illeszkedő („imbricated") meredek dőlésű, kulisszás „en-echelon" vetőkből álló struktúra jött létre. A kulisszás nyírási felületek közel 20 kilométer széles zónára terjednek ki (*8. ábra, B*).

A zsindelyszerűen egymáshoz illeszkedő vetőknek, esetenként van valamekkora dőlésirányú komponense is, a fő oldaleltolódás csapásirányával megegyező (strike-slip) komponensük mellett. A dőlésirányú komponens a szeizmikus szelvényeken (*3.* és *4. ábra*) normál vetőre utaló szelvényképet is eredményezhet. Az oldaleltolódásos zóna transzpresszív íveiben viszont a kulisszás „en-echelon" nyírási felületek dőlésirányú komponensei „reverz" vetők, ill. feltolódások formájában nyilvánulhatnak meg (POGÁCSÁS et al. 1989a, DETZKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b). Megfigyelhető, hogy a transztenzió hatására halványult az en-echelon jelleg, a transzpresszió viszont növelte a kulisszás vetők és az aljzati vetők közti szöget.

A fő oldaleltolódási zóna balos volta miatt a Kecskemét–Nagykőrös térségében kialakuló duplex zónát transztenziós feszültségtér uralta. Emiatt a kulisszás en echelon elválási felületek mentén felhasadtak, kisebb nagyobb mértékben zsindelyszerűen szétcsúsztak és megsüllyedtek az egykori külső selfperemet, illetve lejtőt alkotó (egyébként is erősen víztelített és instabilitásra hajlamos) pannóniai üledéktömegek. A zsindelyszerűen illeszkedő en-echelon nyírási felületek által közbezárt többé kevésbé „intact" blokkok elkülönítése, térképezése és a kanyon fejlődésében játszott szerepének elemzése a jövő feladata.

A Kecskemét–Nagykőrös térségében létrejött oldaleltolódásos duplexet két, többé-kevésbé folytonos, nagy repedezettség sűrűséggel jellemezhető, fő vetőzóna határolja (*8. ábra, B*). Ezek mentén relatíve nagy horizontális elmozdulás történt. A duplex zóna kiszélesedését elsősorban az egymáshoz képest elcsúszó kéreg (és/vagy litoszféra)-blokkok laterális deformációja tette lehetővé. A szeizmikus szelvényeken jelentkező negatív virágszerkezetek (*2–4. ábra*) szerint a duplex térségében kisebb-nagyobb vertikális besüllyedések is végbementek az oldaleltolódás(ok) során. E besüllyedések kanyonbevágódást determináló hatása lehetséges.

Az oldaleltolódás keresztül metszette a pannóniai, a miocén, a mezozoos és a metamorf aljzat erősen anizotróp képződményeit. Szolnok környéki részletes vizsgálatai során DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997a, b) úgy találta, hogy az egyes Riedel-féle nyírási felületek általában helikoidális alakúak és a mélybe egyetlen meredek törészónában (HARDING 1983, 1985, WOODCOCK & FISCHER 1986) egyesülhetnek. DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997a, b) Szolnok térségében alkalmazott modelljét

alátámasztja, hogy a kanyonokat metsző szeizmikus szelvényeken (3–4. *ábra*) a kecskeméti duplex nyírási zónái befelé dőlő geometriával bírnak. Ami arra utal, hogy a prepannóniai képződményekben az oldaleltolódáshoz tartozó nyírási felületek lefelé haladva gyökérzóná(k)ban egyesülhetnek. Úgy tűnik a nagyobb mélységben lévő, relatíve plasztikusabb képződmények (miocén és mezozoos agyagok, márgák) érdemben nem játszottak szerepet a fő transzform töréshez kapcsolódó elválási felület mélységi orientációjában. Az oldaleltolódás elsősorban a kevéssé konszolidált pannóniai képződményekben hozott létre, esetenként 3-5 kilométeres szélességet is elérő (2–4. *ábra*), nyírási deformációs struktúrákat.

A pannóniai litofáciesek eloszlásának és a pannóniai képződményeket érintő deformációs virágszerkezetek kapcsolatának vizsgálata, a kanyonfejlődés pontosabb rekonstrukciója szempontjából rendkívül érdekes lehetne. Erre azonban a kecskeméti duplex térségében 3D szeizmikus mérések híján egyenlőre nincs lehetőség. A miocén és mezozoos rétegzettségi viszonyok koordináló szerepének hiánya kétségkívül szerepet játszhat a Duna–Tisza közi és Tiszántúli (Paks–Kisújszállás, Derecske, Tura–Tóalmás, Mélykút stb.) oldaleltolódási zónák (KÓKAI & POGÁCSÁS 1991a, b) kesze-kusza, zegzugos lefutásában.

A Kárpát–Pannon térséget érintő oldaleltolódási zónák mélybeli szakaszának geometriájára és kinematikájára vonatkozóan érdekes modellt vázolt fel ROYDEN (1988) a Bécsi-medence példáján. Úgy vélte, hogy a felső kéregben kimutatott közel függőleges strike-slip vetők kis dőlésszögű vetőkhöz, ill. nyírási zónákhoz kapcsolódhatnak, vagy azokban gyökerezhetnek a mélyben. Ez a vetőelrendezés lehetővé tenné, hogy az oldaleltolódási rendszer vertikálisan különböző szintekre tagolódva működjön és az egyes szintek egymás fölött elmozdulhassanak, ill. rotációs mozgást végezhessenek.

Az oldaleltolódási rendszer vertikálisan különböző szintekre történő tagolódásának lehetőségét a Derecskei-árok térségében végzett kéregkutató szeizmikus mérések is alátámasztják. POZSGAY et al. (1981) szeizmikus mérések alapján kimutatta, hogy a Derecskei oldaleltolódási zóna alatt a Moho rétegzett lamellás struktúrával jelentkezik. A derecskei-árokbeli transzform törészónát numerikus és analóg módszerekkel modellezve WINDHOFFER et al. (2005), ill. WINDHOFFER & BADA (2005) arra a következtetésre jutottak, hogy a neogén medencealjzatban lévő, viszonylag lapos szögű (flat-ramp-flat típusú) feltolódások reaktiválódhattak a pannóniai–kvarter oldaleltolódást létrehozó transztenziós feszültségtér hatására. Mezozoos feltolódások a Paks–Kisújszállási oldaleltolódási zóna térségében is ismertek (KÓKAI & POGÁCSÁS 1990, CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), nem kizárt ezek reaktiválódása sem a pannóniai–kvarter oldaleltolódás(ok) során.

Biosztratigráfiai vonatkozások

A Nagykőrös–Kecskemét környéki kanyonok a Pannon-tó *Prosodacnomya vutskitsi* zónába tartozó tavi és delta faciesű üledékeibe vágódtak be. Ezeknek a rétegeknek a puhatestű- és kagylósrákfaunáját SZÉLES (1977), flóráját MIHÁLTZNÉ FARAGÓ (1979) ismertette a Kecskemét–1 (irodalmi hivatkozásban KE–3) fúrás magjainak részletes vizsgálata alapján. A fúrásból származó mintaanyag rendkívül gazdag faunát tartal-

mazott a 695,8 m-es talptól a tavi és delta fáciesű rétegek tetejéig, 195 m-ig. Ettől a mélységtől felfelé ősmaradványokban szegény, durvább törmelékes folyóvízi rétegeket harántoltak. A fúrás 13 km-re északnyugatra esik Kecskemét központjától. A szeizmikus szelvényeken jól követhető, hogy a fúrástól délkelet, azaz a város felé enyhén lejt a durvatörmelékes sorozat bázisát jelző eróziós felület, a városban már 270 m körüli mélységben van.

A kecskeméti, Gyenes téri artézikút fúrásból HALAVÁTS (1914) említett először „levantei" (pliocén korú) ősmaradványt, mégpedig „*Vivipara Dezmaniana*"-t. A Földtani Intézet gyűjteményében megőrzött anyagot KROLOPP (1976) revideálta, és a 211,62 és 212,12 m közötti, továbbá a 239,27 m-es mélységekből megerősítette a *Viviparus dezmannianus* Brusina faj jelenlétét. Az eróziós felszín feletti rétegek kora ezek szerint tehát nem pleisztocén, hanem pliocén. A vizsgálati terület környékén legközelebb egy abonyi fúrásból ismert hasonló, pliocén fauna; innen a *Viviparus pauli* fajt említi TANÁCS & BARABÁS (1981). (A minta mélysége 262 m, fölötte pleisztocén üledékek következnek. 248 és 267 m között folyamatos maggal harántolták a pliocén–pleisztocén határt.)

KROLOPP (1976) megemlíti, hogy a kecskeméti fúrásban talált *V. dezmannianus* faj Halaváts által történő említése óta több fúrásból is előkerült. Ilyen fúrások a Szarvas–1 és a mindszenti alapfúrás. Valószínűleg ugyanezt a fajt írta le BARTHA (1962) egy gyulai vízkutató fúrás 1440–1850 m-es mélységközéből, *Viviparus stricturatus* Neumayr néven. Az őslénytani megfigyelésektől függetlenül kivitelezett szeizmikus korreláció szerint a kecskeméti és a gyulai *Viviparus dezmannianus*-os rétegek egymásnak időrétegtanilag pontosan megfelelnek. A BARTHA (1962) által egy gyulai fúrásban azonosított intervallumot (1440–1850 m) szeizmikus szelvényeken követve a dévaványai (D–2) és a vésztői (V–1) paleomágneses alapfúrásokig megállapítható, hogy az intervallum felső határa kb. 4,2, az alsó határa pedig kb. 4,8 millió éves lehet (a két alapfúrásban feltárt legidősebb réteg kora 4,65 millió év; ELSTON et al. 1994).

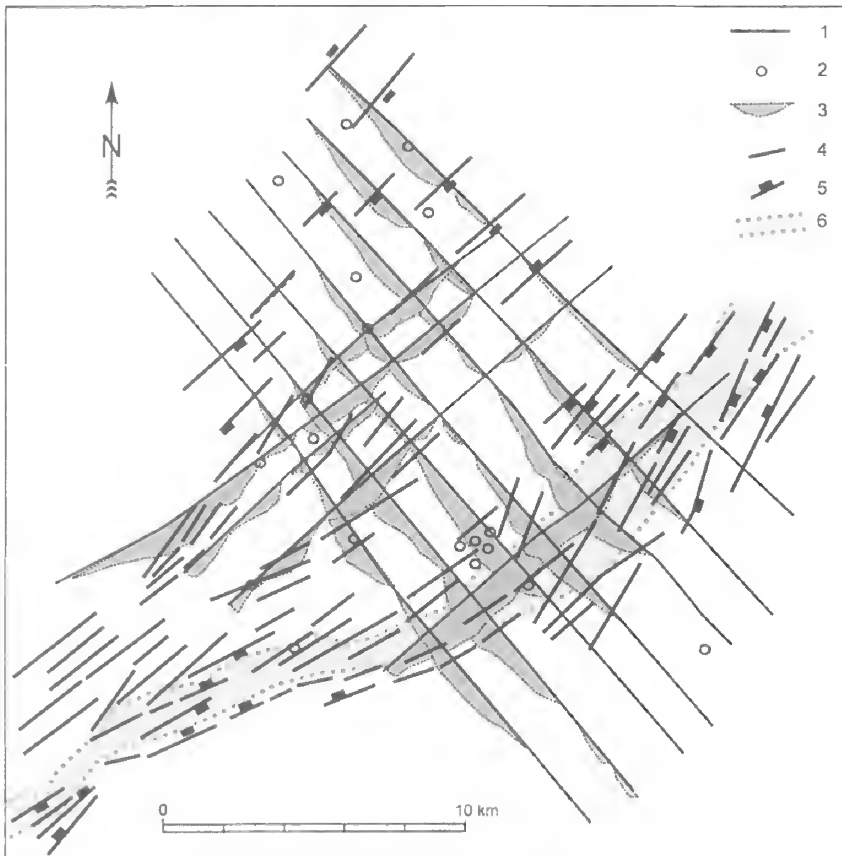
A biosztratigráfiai értelmezés szempontjából fontos lehet a Nagykőrös–II fúrás is, amelynek 238–560 m közötti mélységéből, vékonyabb-vastagabb homokszintekkel tagolt agyagból SÜMEGHY (1927) az alábbi puhatestű fajokat említette: *Prosodacnomya vutskitsi, Lymnocardium* sp. ind., *Dreissena serbica, Melanopsis pygmaea, Melanopsis decollata, Micromelania korosiensis* n. sp. Ennek a fúrásnak a helyét sajnos nem ismerjük pontosan, ezért nem tudjuk, hogy az alaprétegeket harántolta-e, vagy esetleg éppen egy kanyonkitöltésben mélyült.

Diszkusszió

A Kecskemét–Nagykőrös térségében most feltérképezett jelentős méretű kanyonok korábbi felismerését méretük és a korábbi szeizmikus mérésanyagok gyengébb felbontása akadályozta meg. A kanyonrendszer a Pa–4 (6,8 M év sensu VAKARCS 1997) 3. rendű szekvenciahatárhoz kapcsolódik, amit a behordási, ill. dőlésirányú szeizmikus szelvények egyértelműen bizonyítanak. A kutatási terület túlnyomó (ÉNy-i) részén a kanyonrendszer ma kiemelt szerkezeti helyzetben van. E térségben a kanyonkitöltés fedőjét 6,8 millió évnél jóval fiatalabb képződmények alkotják, itt a fedő kora 4,2–4,8 M évre tehető. A részletes térképezés előtt magunk

is úgy véltük, hogy a kanyonok jóval fiatalabb korúak. A dőlésirányú szelvények azonban egyértelműen bizonyítják, hogy a medrek/kanyonok kitöltéseinek teteje DK-i irányban egyre mélyebb szerkezeti helyzetbe kerül és fedőjét is egyre idősebb képződmények alkotják (2–3. *ábra*).

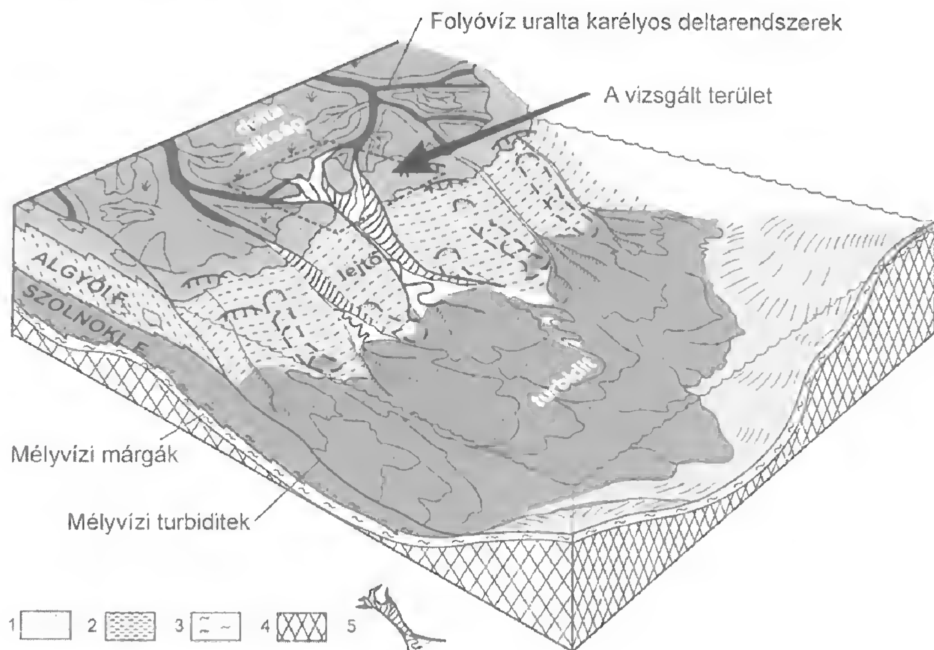
A kanyonrendszer kialakulása több tényező együttes hatásának eredménye. A medrek térbeli eloszását ábrázoló hálódiagramot és a tektonikai térképet összevetve megállapítható, hogy a vizsgált területen tanulmányozott kanyonok egyértelműen a Paks–Kisújszállási-zóna irányváltásához kapcsolódó duplex (duplázódásos) szerkezethez köthetőek (9. *ábra*). A szeizmikus szelvényeken a balos oldaleltolódási zóna görbületéhez kapcsolódó transztenziós negatív virágszerkezetek jól felismerhetőek (2–4. *ábra*). A kanyonok a szintetikus Riedel-vetők preformálta zónákban húzódnak, sőt a kanyon falát is több helyen maguk a helikoidális nyírási felületek alkotják.



9. ábra. A tektonikai térkép és a kanyoneloszlás hálódiagramjának illeszkedése. Jelmagyarázat: 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. bevágódott kanyon, 4. normál vető, 5. Riedel-vető, 6. gyökérzóna

Fig. 9. The matching of the tectonic map and the arial distribution of the canyons in the seismic network. Legend: 1. seismic line, 2. well, 3. incised canyon, 4. normal fault, 5. Riedel-fault, 6. root zone

A mély kanyonok bevágódását, kialakulását nagyban elősegítette a Pa–4 szekvenciahatárhoz köthető, egyes vélemények szerint igen jelentős relatív vízszintcsökkenés, amely a Pannon-tó egykori partvidékén számos helyen kimutatható (CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994, SACCHI 1999, JUHÁSZ et al. 2006). Mértékével és jelentőségével kapcsolatban azonban a korábbiaktól igen eltérő nézetek is léteznek (pl. SZTANÓ et al. 2007). Jelentős kanyonbevágódás elsősorban ott jöhetett létre, ahol a Paks–Kisújszállás irányú oldaleltolódás hatására fellazult pannóniai selfperem morfológiája is kedvezett a nagy tömegű üledékanyagot szállító túltáplált lowstand deltaredszer szárazulati és/vagy víz alatti eróziós bevágódásának. A legerőteljesebb bevágódás ott alakult ki, ahol több irányból, több deltaág egybefolyt, egy közös fővölgyet (gyökérvölgyet) létrehozva, így egymás hatását felerősítve, az erőteljes turbulencia hatékonyan formálta a kanyonokat, amelyet a térbeli eloszlástérképen kívül egy 3D szedimentológiai modellben is megpróbáltunk ábrázolni (*9–10. ábra*). DK felé a mélymedence-részek irányában a bevágódás mértéke hirtelen csökken a szeizmikus szelvényeken. A bevágódási mélység csökkenése lehet látszólagos, utalva a későbbi erózióra, de valószínűbb, hogy a mai állapot jórészt az egykori morfológiát tükrözi, a kanyonrendszer legmélyebbre bevágódó részén volt a selfperem, és a kanyon a lejtőlábi medencesíksági részek, valamint a partvonal irányában hirtelen ellaposodott, mélysége lecsökkent.



10. ábra. A kanyonbevágódások és a vizsgált terület lehetséges elhelyezkedése egy elvi üledékföldtani modellben. 1. uralkodóan homokos, 2. uralkodóan aleuritos, 3. uralkodóan agyagos képződmények, 4. pannon aljzat, 5. kanyon

Fig. 10. The canyon system and the possible position of the study area in a theoretical depositional model. 1. mostly sandy, 2. silty, 3. clayey formations, 4. Late-Neogene basement, 5. canyons

A mély kanyonrendszer vastag homokos aggradáló deltafront, ill. partközeli (shoreface — „parthomlok") és parti síkság üledéksorba vágódott be, míg fölötte DK-en pannóniai, ÉNy felé haladva már kvarter korú folyóvízi képződmények települnek. Az agyagos, tavi kitöltés a kanyonokban arra enged következtetni, hogy a kanyonképződés és -kitöltődés során először erős relatív vízszintcsökkenés, majd azt követően jelentős transzgresszió történt. A részletes fejlődéstörténeti eseménysor rekonstruálása folyamatban van.

Bizonyos, hogy a kanyonrendszer kialakulása során jelentős tömegű üledék került áthalmozásra és a létrejött kanyonrendszer is feltehetően hatalmas mennyiségű üledékanyagot szállított a mélymedence irányába, amelyet ma a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok vastag turbiditösszlete is bizonyít.

Habár a jelenleg elfogadott tektonikai elméletek alapján a Pannon-medencében konvencionálisan az oldaleltolódásos mozgást a pliocén alatti és utáni időszakra tették (<5,3 M év), hiszen a virágszerkezetek és egyéb tektonikai elemek a kvater képződményekig felfutnak, a Pa–4 szekvenciahatárhoz (6,8 M év) kötődő mély kanyonöv határozottan az oldaleltolódási zónához látszik igazodni a most vizsgált területen. Mindez arra is enged következtetni, hogy a szerkezeti mozgásoknak ez idő tájt is aktívnak kellett lennie, és a későbbiekben aztán újra aktivizálódhattak. Korábbi szedimentológiai vizsgálatok szintén alátámasztották ezt a feltételezést, elsősorban a Derecskei-árok rétegsorában, de az üledékes fáciesek elterjedése medenceszintű jelenségre engedett következtetni (JUHÁSZ et al. 2006, 2007).

Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat arra a rétegtani problémára is, amely a mélymedencében a Zagyvai és a Nagyalföldi Formáció kérdésköre körül alakult ki. Ez a rétegsor megfelel az eredetileg leírt Nagyalföldi Formációnak, és kindulópontul szolgálhat a továbbiakban az értelmezéshez.

A most feltárt kanyonrendszer, alapkutatási jelentőségén túl gyakorlati szempontból is igen fontos, különösen ott, ahol nagy mélységben erodálta a korábban lerakódott pannóniai rétegsort. Ilyen nagyléptékű jelenség rendkívüli mértékben befolyásolja a felszín alatti vizek áramlását, és a későbbiekben feltehetően magyarázattal szolgál sok, máig nem tisztázott problémára, mind a nagyléptékű áramlási rendszereket, mind a vízminőség alakulását illetően.

Konklúziók

1. Kecskemét–Nagykőrös térségében jelentős méretű kanyonbevágódások nyomára bukkantunk. A fővölgyben a kanyon mélysége a 700 m-t is eléri, szélessége több mint 10 km. A kanyonok kitöltése agyagos, fedőjét ÉNy felé egyre fiatalabb folyóvízi képződmények alkotják.

2. Az igen mély kanyonrendszer kialakulása több tényező időben és térben történő együttes hatását tükrözi:

— A kanyonok bevágódási szintje a Pa–4 (6,8 M év) szekvenciahatárhoz kötődik, ezzel is bizonyítva, hogy jelentős relatív vízszintcsökkenésnek (a tó vízszintcsökkenésének és/vagy erőteljesebb tektonikus csökkenésnek) kellett történnie ebben az időben.

— Feltöltődésük azonban azt követően történt meg.

— A kanyonrendszer legmarkánsabb része a fő Duna–Tisza közi oldaleltolódási zóna irányváltásához köthető és az ott kialakuló duplex szerkezettel mutat térbeli egyezést. A kanyonok falát több helyen a virágszerkezetek helikoidális nyírási zónái alkotják, jelezve, hogy kialakulásukban a relatív vízszintcsökkenésen túl az oldaleltolódásos tektonika is nagy szerepet játszott. A legmélyebb bevágódás több kanyon összefolyásával, az oldaleltolódási zóna duplexénél alakult ki.

— A partvonal és a deltatorkolat ezen események során éppen a tektonika által meggyengített zónában húzódott, míg a túltáplált deltarendszer hatalmas tömegű üledékanyagot szállított.

3. A kanyonrendszer léte azt bizonyítja, hogy az oldaleltolódásos mozgásoknak már valamikor a 6–8 M év közötti időintervallumban is aktívaknak kellett lenniük, majd a későbbiekben a pliocén során újra reaktiválódhattak.

4. Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat az oly sokat vitatott Nagyalföldi Formáció fáciesére és leülepedési körülményeire.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az OTKA (T-060861, T-047159) biztosított számunkra. Köszönettel tartozunk a Mol Nyrt-nek és a Magyar Geológiai Szolgálatnak a szükséges adatok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönjük Jámbor Áron, Pap Sándor és Lőrincz Katalin gondos lektori munkáját és értékes tanácsait.

Irodalom — References

Bartha F. 1962: A makói és gyulai vízkutató fúrások puhatestűinek őslénytani vizsgálata. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1959. évről*, 271–295.

Baztan J., S. Berné, S, Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.-P. & Canals, M. 2005: Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). — *Marine and Petroleum Geology* **22**, 805–826.

Clark, J. D. & Pickering, K. T. 1996: Submarine channels, processes and architecture. — Vallis Press, London, UK, 231 p.

Cronin, B. T., Akhmetzhanov A. M., Mazzini, A., Akhmanov, G., Ivanov, M., Kenyon, N. H. & TTR-10 Shipboard Scientists 2005: Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. — *Sedimentary Geology* **179**, 71–97.

Csató, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.

Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1998: The Mid-Hungarian Line: a zone of repeated tectonic inversion. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.

Detzkyné Lőrincz K. 1997a: Részletes tektonikai vizsgálatok a Szolnoki flis öv nyugati peremén szeizmikus és mélyfúrási adatok alapján. — Kandidátusi értekezés. Magyar Tudományos Akadémia. Budapest, p. 121.

Detzkyné Lőrincz K 1997b: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. — *Magyar Geofizika* **37/4**, 228–246.

Detzky-Lőrincz, K. & Szabó, P. 1993: Seismic analysis of multi phase tectonism in the central part of the Pannonian basin in Hungary. — In: Spencer, A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, Springer-Verlag, 311–323.

Detzkyné Lőrincz K. & Szabó P. 1992: Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok környéki szeizmikus szelvényeken. — *Magyar Geofizika* **33/2–3**, 85–108.

ELSTON, D. P., LANTOS, M. & HÁMOR, T. 1994: High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s.l.) deposits of Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Békés basin, Hungary. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 111–142.

HALAVÁTS GY. 1914: A nagybecskereki fúrólyuk. Die Bohrung in Nagybecskerek. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **22**, 171–202. (German: 187–222.)

HARDING T. P. 1985: Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. — *Bulletin of American Association Petroleum Geologist* **69**, 582–600.

JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* **136/1**, 51–86.

JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. & VAKARCS G. 2007: Tectonic vs. climatic control in the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.001**

KÓKAI, J. & POGÁCSÁS, GY. 1991a: Hydrocarbon plays of Mezozoic Nappes, Tertiary Wrench Basins and Interior Sags in the Pannonian Basin. — *First Break* **9/7**, 315–334.

KÓKAI, J. & POGÁCSÁS, GY. 1991b: Tectono-stratigraphic evolution and hydrocarbon potential of the Pannonian basin. — In: SPENCER A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europes's hydrocarbons. *European Association of Petroleum Geoscientists, Special Publications* **No. 1**. Oxford University Press, 307–316.

KROLOPP E. 1976: Alföldi mélyfúrások Zsigmondy–Halaváts-féle mollusca anyagának revíziója. II. A hódmezővásárhelyi, szegedi, szarvasi és kecskeméti artézikút fúrás. — *A MÁFI Évi Jelentése az **1974**. évről*, 133–156.

LŐRINCZ, K. D., HORVÁTH, F. & DETZKY, G. 2002: Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREJIER A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System S.A.P. European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series **3**, p. 247–266.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1979: A kecskeméti Ke–3. sz. fúrás paleoflórája palinológiai vizsgálatok alapján. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1977. évről*, 153–162.

MITCHELL, N. C. 2006: Morphologies of knickpoints in submarine canyons. — *Geol. Soc. Am. Bull.* **118/5–6**, 589–605.

NEMCOK, M. G., POGÁCSÁS, GY. & POSPISIL, L. 2005: Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. — In: GOLONKA, J. & PICHA, J. (eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *AAPG Memoir* **84**, 743–766.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., BARVITZ, A., VAKARCS, G. & FARKAS, CS. 1989a: Pliocen–Quaternary strike-slipe faults is the Great Hungarian Plain, Hungary. — *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169.

POGÁCSÁS, GY., VAKARCS, G., BARVITZ, A. & LAKATOS, L. 1989b: Post-rift strike-slip fault sin the Pannon Basin and their role in the hydrocarbon accumulation. — Proceedings of the 34th International Geophysical Symposium, Budapest, September 1989. **II**, 601–611.

POSAMENTIER, H. W. 2001. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. unincised. — *AAPG Bulletin* **85/10**, 1771–1793.

POSAMENTIER, H. W. & KOLLA, V. 2003: Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. — *Journal of Sedimentary Research* **73/3**, 367–388.

POZSGAY, K., ALBU, I., PETROVICS, I. & RÁNER, G. 1981: Character of the Earth's crust and upper mantle ont he basis of seismic reflection measurements in Hungary. Earth Evolution Sciences. **1/3–4**. 272–279.

ROYDEN, L. H. 1998: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoir* **45**, 27–48.

SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogene. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **156**, 357–390.

SÜMEGHY J. 1927: Pannoniai-kori fauna az Alföldről. — *Földtani Közlöny* **57**, 41–53.

SZÉLES M. 1977: A kecskeméti KE–3. sz. mélyfúrás pannóniai korú faunája. — *A MÁFI Évi Jelentése az **1975**. évről*, 163–186.

SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 05425, European Geosciences Union.

TANÁCS J. & BARABÁS I. 1981: Az Abony környéki pliocén–pleisztocén határ fácieselemzés és biosztratigráfiai értékelés alapján. — *Földtani Közlöny* **111**, 325–337.

TÓTH T. 2003: Folyóvizi szeizmikus mérések. — PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizika Tanszék, Budapest, 136 p.

TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. — In: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.

TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: „Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén" — *Földtani Közlöny* **129/1**, 109–124.

VARGA, I. & POGÁCSÁS, GY. 1981: Reflection Seismic Investigation in the Hungarian Part of the Pannonian Basin. — *Earth Evolution Sciences* **1/3–4**, 232–239.

VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basins, Hungary. — PhD thesis. Rice University, Houston, Texas, 514 p.

VAKARCS G., VAIL P. R., TARI G., POGÁCSÁS GY., MATTICK R. E. & SZABÓ A. 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositonal sequences in the prograding delta complex of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.

WINDHOFFER, G. & BADA, G. 2005: Formation and deformation of the Derecske Trough, Pannonian Basin: Insights from analog modelling. — *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 351–369.

WINDHOFFER, G., BADA, G., NIEUWLAND, D., WÓRUM, G., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2005: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: inferences from analogue and numerical modelling. — *Tectonophysics* **410**, 389–415.

WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. 1986: Stike-slip duplexes. — *Journal of Structural Geology* **8/7**, 725–735.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 03.

Földtani Közlöny 137/3, 327–359. (2007) Budapest

Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi–dinári–kárpáti környezetében

Present-day stress field in the Pannonian Basin and the surrounding Alpine–Carpathian–Dinaric orogens

BADA Gábor, DÖVÉNYI Péter, HORVÁTH Ferenc, SZAFIÁN Péter, †WINDHOFFER Gábor

(10 ábra)

Tárgyszavak: jelenkori feszültségtér, medence inverzió, neotektonika, Pannon-medence
Keywords: present-day stress field, basin inversion, neotectonics, Pannonian Basin

Abstract

In this paper a new compilation of contemporaneous stress data and their tectonic interpretation are presented for the Pannonian Basin and its tectonic environment, the Alpine–Carpathian–Dinaric orogens. Extensional formation of the basin system started in the Early Miocene, whereas its structural reactivation has been taking place since Late Miocene to recent times. Basin inversion is related to the change in the regional stress field from a state of tension to compression. Compression and associated deformation are mainly governed by the convergence between Adria and its buffer, the Alpine belt of orogens. In the Friuli zone of the Southern Alps, where thrust faulting prevails, compression is orthogonal to the strike of the mountain belt. More to the south-east, intense contraction is combined with active strike-slip faulting constituting the dextral Dinaric transpressional corridor. Stresses are transferred far from Adria into the Pannonian domain. A well-defined spatial variation of the stress field results in a complex pattern of ongoing tectonic activity. From the edges of Adria towards the interior of the Pannonian Basin, the dominant style of deformation gradually changes from pure contraction through transpression to strike-slip faulting and, locally, transtension. The importance of late-stage inversion in the Pannonian Basin is interpreted in a more general context of structural reactivation of back-arc basins. Possible sources of compression driving basin inversion are also identified and discussed. The state of recent stress and deformation in the Pannonian Basin, particularly in its western and southern part, are governed by the complex interaction of plate boundary and intraplate forces. Counterclockwise rotation and north–north-east directed indentation of the Adriatic microplate appear to be of key importance as the dominant source of compression ("Adria-push"). Intraplate stress sources, such as buoyancy forces associated with elevated topography, and crustal as well as lithospheric inhomogeneities can also play essential, yet rather local role.

Összefoglalás

Az Afrika–Eurázsiai kollíziós öv szerves részét képező Pannon-medencében és a környező alpi–dinári–kárpáti orogén rendszeren belül a jelenkori feszültségtér laterálisan és vertikálisan is változó képet mutat. A területen jelenleg is jelentős tektonikus feszültségek halmozódnak fel, melyek részben a litoszféra nagyléptékű meghajlásával (függőleges mozgások), ill. képlékeny deformációval, részben pedig törések létrejöttével és ismételt felújulásával (földrengések) szabadulnak fel. Az extenziós eredetű Pannon-medence jelenkori feszültségállapotát elsősorban Afrika és Európa konvergenciája határozza meg. A késő-miocéntől kezdődően, a kárpáti szubdukció befejeződése miatt a Pannon-medence merev kontinentális környezetbe került, a területet több irányból kompressziós erőhatások érik. Ezek közül a legfontosabb az Adriai-mikrolemez északias mozgásából és óramutató járásával ellentétes irányú forgásából fakadó nyomás („Adria-nyomás"), amely elsősorban felelős a Pannon-térség recens, főképp

*ELTE Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. st. 1/c, Tel: (06-1) 381-2191, fax: (06-1) 381-2192, e-mail: bada@ludens.elte.hu

eltolódásos, ill. kompressziós jellegű feszültségterének létrejöttéért és a medencerendszer napjainkban is zajló szerkezeti inverziójáért.

A feszültségirányok regionális eloszlása jellegzetes legyezőszerű képet mutat, ami jól magyarázható az Adriai-mikrolemez forgásával. A maximális vízszintes feszültség (S_H) a Déli- és a Keleti-Alpokban tapasztalt északias iránya a Dinaridák és a medenceterületek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel. A Pannon-medence nyugati vidékein azonban lokálisan gravitációs eredetű feszültségek dominálnak: a Keleti-Alpok kiemelt hegyláncai K–ÉK-i irányú nyomóerőt fejtenek ki a Dunántúl nyugati vidékeire. A mozdulatlan Cseh-masszívum és az észak felé mozgó Adriai-mikrolemez közé ékelt Alcapa egység még napjainkban is K–ÉK-i irányban, a reológiailag gyenge Pannon-medence felé préselődik ki (laterális extrúzió). A Keleti-Alpok gravitációs eredetű kompressziós hatása miatt a feszültségtér rövid távon (pár 10 km) megváltozik: az Alpok és az Északnyugati-Dinaridák területén tapasztalt északias kompresszió 60–90°-ot fordul, és kelet–északkeleti irányt vesz fel.

Az aktív térrövidülést jól mutatják a földrengések fészekmechanizmus megoldásai, ill. az adatrendszer numerikus inverziója. A Pannon-térségben uralkodó tektonikai stílus (feszültségrezsim) az adriai peremtől a medencerendszer irányában fokozatosan változik tisztán feltolódásosból (Déli-Alpok) transzpressziós karakterűvé (Dinaridák, Dunántúl nyugati és déli része), ami a medence belsejében (Dunántúl keleti része, Nagyalföld) és a Keleti-Alpokban eltolódásos, néhol transztenziós (Derecskei-medence) jelleget ölt. Ez arra utal, hogy az Adria-nyomás hatása Adriától távolodva egyre kevésbé hangsúlyos, azaz a kompressziós erőhatások a medence belseje felé fokozatosan csillapítva érvényesülnek.

A feszültségadatok alapján megállapítható, hogy a medencefejlődés új szakasza kezdődött el: a tágulás és a kéregnyúlás befejeztével jelenleg a Pannon-medence szerkezeti inverziója zajlik. Ezt a következtetést más adatrendszerek (szerkezeti elemzések, űrgeodéziai mérések) is alátámasztják. A jelenkori feszültségtér laterális változásával összhangban a medencerendszer délnyugati részén a fiatal szerkezeti hatások markánsabban jelentkeznek, mint a keleti területeken, ahol helyi extenzió is megfigyelhető. Bár a paleofeszültségek meghatározása komoly bizonytalansággal terhelt, hasonló trend rekonstruálható a medenceinverzió kezdetére vonatkozóan. Az inverzió legkorábbi (késő-miocén–pliocén) jelei délnyugaton jelentkeznek (pl. Száva-redők, Zalai-medence, Mecsek hegység), amely kelet–északkelet felé fokozatosan fiatalodik. Mivel a Pannon-medence új, kompressziós jellegű feszültségállapota geológiai skálán mérve a kiépülés stádiumában van, a feszültségtér, valamint a létrejött szerkezetek és deformációs folyamatok időbeliségének egyértelmű dokumentálása a geotudományok legkorszerűbb eszköztárának együttes felhasználását követeli meg.

Bevezetés

A jelenkori feszültségi kép rekonstrukciója jelentős mértékben hozzájárul az aktív tektonikai folyamatok megértéséhez és számszerűsítéséhez, hiszen a kőzettestekben fellépő feszültségtér irányítja a deformációs folyamatokat. Az 1980-as években a Nemzetközi Litoszféra Program (ILP) keretében kezdődött meg a földkéreg recens feszültségadatainak összegyűjtése és mérése szerte a világban. A már meglévő adatokat rendszerezték, az újaknak egységes adatbázist és kritériumrendszert dolgoztak ki. Először az észak-amerikai kontinensen sikerült annyi adatot összegyűjteni, hogy kiderüljön: a feszültségirányok nagy területeket tekintve konzisztensek, jellegzetes feszültségprovinciákat kijelölve (ZOBACK & ZOBACK 1980). Az aktív lemezperemi, orogén területeken azonban már kis távolságokon belül is nagyfokú változatosságot tapasztalhatunk, mind a kőzetfeszültségek irányát, mind a feszültségtér jellegét tekintve. Ezen eredményekre támaszkodva indult el 1986-ban a *World Stress Map Project* (WSMP), magyar részvétellel (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1990). Globális adatbázisuk — amelynek központja 1995 óta a karlsruhei egyetem Geofizikai Intézete — különböző módszerekkel meghatározott adatokat tartalmaz. Céljuk a jelenkori feszültségadatok egységes rendszerbe foglalása, az adatbázis

folyamatos feltöltése, bővítése és térképi megjelenítése. Az adatok a WSMP honlapjáról kutatási célból ingyenesen letölthetők (REINECKER et al. 2005).

Az adatbázis bővülésével párhuzamosan — különösen az adatokkal igen jól ellátott európai és észak-amerikai kontinensen — már nem csak a regionális trendek feltérképezése (MÜLLER et al. 1992) volt lehetséges, hanem a feszültségtér lokális zavarainak észlelésére is mód nyílt, mind oldalirányú, mind pedig függőleges értelemben (pl. REBAÏ et al. 1992, MÜLLER et al. 1997, JAROSIŃSKI 1998, 2005, MARIUCCI et al. 2002, SPERNER et al. 2003, KASTRUP et al. 2004). Az adatok értékelését nagyszámú numerikus modellezési vizsgálat eredményei segítik, megbízható geodinamikai és neotektonikai keretet adva a recens feszültségtér értelmezéséhez (pl. GÖLKE & COBLENTZ 1996, MEIJER & WORTEL 1997, MUÑOZ MARTIN et al. 1998, RAGG et al. 1999, BADA et al. 2001, HEIDBACH & DREWES 2003, HEIDBACH 2005, JAROSIŃSKI et al. 2006).

A Pannon-medence térsége kiválóan alkalmas a feszültségtér jellegének és térbeli változásainak tanulmányozására, ami köszönhető egyrészt a nagyszámú adatnak. Másfelől pedig a medencerendszer fiatal szerkezetfejlődése, neotektonikai viszonyai különösen érdekessé teszik a vizsgálatokat. A többi mediterrán ívmögötti medencéhez képest a Pannon-medence egy tektonikai szempontból érettebb fejlődési szakaszban van: a tágulás befejeztével a terület szerkezeti inverziója kezdődött meg a földtani közelmúltban. Ezt jól jelzi a feszültségtér és a deformációs stílus alapvető megváltozása a késő-miocén–negyedidőszak folyamán, amikor a medence kialakulását szabályzó extenziót fokozatosan egyre inkább kompressziós feszültségtér, ill. térrövidülés váltotta fel (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, GERNER et al. 1999, FODOR et al. 1999, 2005a, b, BADA et al. 2001, 2007, HORVÁTH et al. 2006).

A csaknem félezer recens feszültségadatra támaszkodva a Pannon-medence jelenkori tektonikai viszonyai, a medencerendszer inverziója megbízható pontossággal vált vizsgálhatóvá. Ennek megfelelően tanulmányunk célja kettős. Egyrészt bemutatjuk a legfrissebb feszültségi adatokat, aminek keretében feltérképezzük és elemezzük a főfeszültségirányok vízszintes és függőleges változásait, valamit a feszültségi provinciák jellemzőit és laterális kiterjedését. Ezt bevezetendő fontosnak ítéltük a Pannon-medence tágabb alpi környezetének és Európa recens feszültségterének bemutatását, valamint a hazai feszültségmérési vizsgálatok rövid történeti áttekintését. Másrészt a rekonstruált feszültségteret a Pannon-térség neotektonikai viszonyainak és geodinamikai folyamatainak fényében értékeljük, valamint megvizsgáljuk a medencerendszer inverziójának lehetséges módozatait és okait. Kutatásaink fókuszában a Pannon-medence és elsősorban nyugati és déli környezete, a Keleti-Alpok–Dinaridák orogén öve állnak. Mivel a jelenkori tektonika szervesen kapcsolódik a terület neotektonikai időszakához, hasznosnak tűnt először áttekinteni annak főbb szerkezeti jellemzőit.

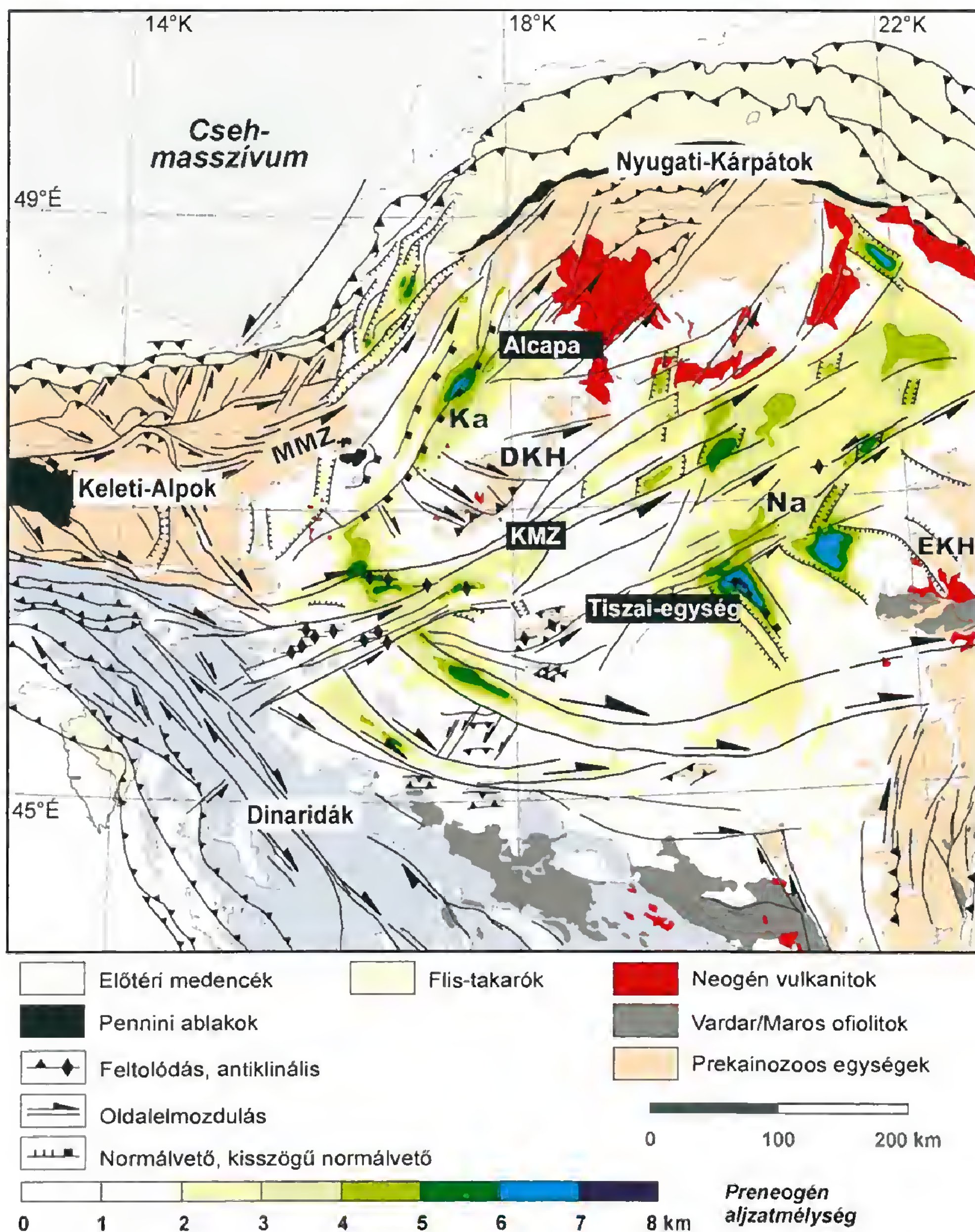
Geodinamikai háttér

A fiatal deformációs kép megértéséhez fontos a geológiai közelmúlt, a Pannon-medence esetében a késő-neogén és a negyedidőszak tektonikai eseményeinek vizsgálata. A fontosabb törésvonalak felszíni lefutása, a szerkezeti események, lemeztektonikai folyamatok kinematikai és dinamikai jellemzőinek áttekintése jó

alapot nyújt a jelenkori kőzetfeszültségek és a neotektonikai kép helyes értelmezéséhez.

Az ívmögötti medencék egyik típusterületének tartott Pannon-medence (BALLY & SNELSON 1980) a kora-miocén végétől kezdődően jött létre az alp–kárpáti orogén litoszférájának jelentős extenziója és süllyedése következtében (*1. ábra*). A medencerendszerben megfigyelt, laterálisan és függőlegesen is változó mértékű tágulásért, valamint a Kárpátokban tapasztalt közel egyidejű és hasonló mértékű térrövidülésért részben az alpi orogén gravitációs kollapszusa, részben pedig a Kárpátok külső íve mentén ható szubdukciós folyamatok tehetők felelőssé (ROYDEN et al. 1982, RATSCHBACHER et al. 1991, HORVÁTH 1993, CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999, BADA & HORVÁTH 2001, HORVÁTH et al. 2006). A szubdukciós zóna hátragördülésének (*roll-back*) hatására a Pannon-medence mai aljzatát alkotó lemeztöredékek keleties irányban mozogtak, miközben az egyik (Alcapa-egység) az óramutató járásával ellentétesen, a másik pedig (Tiszai-egység) azzal megegyezően forgott (MÁRTON 1985). Részben ekkor, részben pedig korábbi, alpi kompressziós tektonikai fázisok során jött létre a medencerendszer aljzatát tagoló jellegzetes, uralkodóan ÉK–DNy-i csapású törésvonal-hálózat (*1. ábra*), amelynek jó néhány eleme, többszörös felújulás nyomán, ma is aktívnak mutatkozik. Az Alcapa-egység keleties irányú mozgását alapvetően az Adriai-mikrolemez északias mozgása és az óramutató járásával ellentétes forgása okozza. Az Afrikai- és Európai- lemez közeledése miatt az Adria és az Alpok–Dinaridák határzónájában folyamatos kontinentális kollízió zajlik, amelynek egyik következménye az Alcapa-egység eredeti helyéről történő keleties irányú kipréselődése (*extrusion* — RATSCHBACHER et al. 1991). A másik következmény az, hogy az Alpokban intenzív térrövidülés, kéreg és litoszféra vastagodás zajlott, ill. napjainkban is zajlik, ami a neogén folyamán egy gravitációsan instabil, kőzetmechanikailag legyengült orogén öv kialakulásához vezetett.

A miocén során tehát az alpi–pannon területen két alapvető tektonikai hajtóerő érvényesült. Egyrészt az Adriai-mikrolemez északias előrenyomulása és az óramutató járásával ellenkező irányú rotációja préselte ki az Alpokat (RATSCHBACHER et al. 1991, FRISCH et al. 1998), míg a Dinaridák területére jobbos eltolódásokkal kombinált térrövidülés (transzpresszió) volt jellemző (ILIĆ & NEUBAUER 2005 — *1. ábra*). Másrészt a kárpáti flismedencéhez kapcsolódó elvékonyodott litoszféra szubdukciós frontja — a lehajlott lemez hátrálása miatt — egy „nyitott határt" jelentett, ahová könnyen kipréselődtek és megnyúltak az ütköző zónákból szabadulni igyekvő mikrolemezek. A kipréselődés során ezen lemezdarab pannon területre eljutott része kivékonyodott és lesüllyedt, nagy vastagságban tengeri, tavi majd szárazföldi üledékek települtek rajta. Amikor azonban a kelet felé hátráló szubdukció frontja elérte a vastag és hideg, épp ezért rideg Kelet-Európai-tábla peremét (Tornquist–Teisseyre-zóna), a folyamat leállt és emiatt fokozatosan a nyugati-délnyugati irányból ható nyomóerők váltak dominánssá. Az általános tágulás megszűntével, a kárpáti szubdukciós zóna teljes blokkolódását követően, nagyjából a késő-miocéntől kezdődött meg a Pannon-medence feszültségterének tenziósról kompressziósra való átváltása. Mindez a jelenkori feszültségtér és a tektonikai stílus jellegében egyaránt markánsan jelentkezik: a medencerendszer és ezen belül különösképpen a délnyugati területek (pl. Zala, Dél-Dunántúl) pozitív



1. ábra. A Pannon-medence preneogén aljzatának mélysége (HORVÁTH & ROYDEN 1981 nyomán) és a kapcsolódó főbb neogén szerkezeti elemek (HORVÁTH 1993 nyomán). Rövidítések: DKH = Dunántúli-középhegység, EKH = Erdélyi-középhegység, Ka = Kisalföld, KMZ = Közép-magyarországi nyírási zóna, MMZ = Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum, Na = Nagyalföld

Fig. 1. Pre-Neogene basement depth (after HORVÁTH & ROYDEN 1981) and associated Neogene structural elements in the Pannonian Basin (after HORVÁTH 1993). Key to abbreviations: DKH = Transdanubian Range, EKH = Apuseni Mts, Ka = Little Hungarian Plain, KMZ = Mid-Hungarian shear zone, MMZ = Mur–Mürz–Žilina lineament, Na = Great Hungarian Plain

szerkezeti inverziója napjainkban is zajlik. A megváltozott feszültségtér kompressziós hatása a Pannon-medence nagyobb részének kiemelkedését és erózióját, illetve a Nagy- és Kisalföld központi részeinek felgyorsult süllyedését eredményezi, jelentős differenciális függőleges kéregmozgások formájában (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

Jelenkori feszültségtér Európában

A World Stress Map Project adatait általánosítva felvázolhatók Európa különböző korú és viselkedésű tektonikai terrénumainak feszültségirányai és tektonikai stílusai (2. *ábra*). Az adatokat elemezve egyértelműen kijelenthető, hogy az európai feszültségteret elsődlegesen az Európai-lemez határain lejátszódó folyamatok határozzák meg: a Közép-Atlanti-hátság felől ható tolóerő és az Afrika és Európa között zajló kollízió következtében fellépő nyomóerő. Általánosságban elmondható, hogy a tektonikailag aktív területeken a feszültségtér jóval komplexebb képet mutat, mint a stabil, intrakontinentális vidékeken (MÜLLER et al. 1992, REBAÏ et al. 1992, REINECKER et al. 2005).

Nyugat-Európa — főként az atlanti hatás miatt — É145°±25° átlagos legnagyobb vízszintes feszültségi iránnyal (S_H) jellemezhető. Itt viszonylag egységes és stabil feszültségtér alakult ki, amelyet helyi hatások csekély mértékben módosíthatnak. Fennoskandinávia déli részén S_H iránya É120°±45°, hasonlóan a Nyugat-Európában érvényes trendhez. A kontinentális perem irányában a feszültségtérre egyre nagyobb hatással vannak a lokális források, melyek közül a vízszintes sűrűségváltozás és a topográfia változékonysága a legfontosabb. A variszkuszi eredetű, viszonylag stabil alpi előtér területén (Lengyelország, Németország, Hollandia) a feszültségteret alapvetően a Közép-Atlanti-hátság ÉNy–DK irányú nyomása határozza meg, amit csak közvetlenül a Kárpátok és az Alpok ívénél módosít a lemeztektonikai értelemben alpi eredetű, északias irányú kompresszió (2. *ábra*).

Európa mobil (alpi eredetű) területeit különböző méretű litoszféra blokkok (mikrolemezek) mozaikja alkotja, amely blokkok kinematikáját az egymáshoz nagyjából ÉÉNy–DDK irányba közeledő, kevésbé deformálható Afrika és Európa mozgása határozza meg. A két nagy lemez és a hozzájuk tartozó mikrolemezek (pl. Adria) közeledése a Mediterráneum középső részén szubdukciós zónákat (pl. Calabriai- és Hellén-ív), nyugaton és északon kollíziós öveket (Betikus-Kordillerák, Pireneusok, Alpok, Kárpátok, Dinaridák) hozott létre. Arábia és Eurázsia közeledése ugyancsak hozzájárul az általános tektonikai képhez, amennyiben ez a kollízió az egyik hajtóereje Anatólia nyugati irányú kiszökésének. Ehhez kapcsolódik az égei terület extenziós összeomlása (kollapszusa), amelyhez a Hellén-ív mentén alátolódó Jón-tenger óceáni litoszférájának hátrahajlása teremti meg a geodinamikai feltételeket. Általános érvénnyel megállapítható tehát, hogy a Mediterráneum feszültségviszonyait Európa és Afrika konvergenciája, és az ezekhez közvetlenül kapcsolódó szubdukciós és/vagy kollíziós folyamatok határozzák meg. Mindez alapvetően kompressziós vagy transzpressziós jellegű és a helyi tektonikus viszonyok függvényében rendkívül változatos irányú, laterális értelemben gyorsan változó feszültségteret hoz létre a periadriatikus területeken (Alpok, Kárpátok,

2. *ábra*. A legnagyobb vízszintes feszültségirányok (S_H) és az uralkodó tektonikai stílusok generalizált képe Európában, valamint az Adriai-mikrolemez diffúz határának elhelyezkedése a Mediterrán térségben. Rövidítések: ADR = Adriai-mikrolemez, Alb = Alborán-tenger, Bal = Balti-tenger, Bet = Betikus-Kordillerák, Cal = Calabriai-ív, Ég = Égei-tenger, Ész = Északi-tenger, Fek = Fekete-tenger, Fsk = Fennoskandinávia, Hel = Hellén-ív, Jón = Jón-tenger, LP = Ligur–Provence-i-medence, Pan = Pannon-medence, Pir = Pireneusok, Tir = Tirrén-tenger

Fig. 2. Generalised pattern of the maximum horizontal stress directions (S_H) and tectonic regimes in Europe. The location of the rather diffuse boundary of the Adriatic microplate within the Mediterranean region is indicated. Key to abbreviations: ADR = Adria microplate, Alb = Alboran Sea, Bal = Baltic Sea, Bet = Betic-Cordilleras, Cal = Calabrian arc, Ég = Aegean Sea, Ész = North Sea, Fek = Black Sea, Fsk = Fennoscandinavia, Hel = Hellenic arc, Jón = Ionian Sea, LP = Liguro–Provençal Basin, Pan = Pannonian Basin, Pir = Pyrenees, Tir = Tyrrhenian Sea

Pannon-medence, Dinaridák, Hellén-ív). Az ívmögötti medencék (Alborán-, Tirrén- és Égei-tenger) környezetében általában aktív extenzió, kéregnyúlás zajlik, ami a deformációs stílus jellegében is jól megmutatkozik. Ez alól kivételt jelent az ugyancsak extenziós eredetű Pannon-medence, ahol már az európai léptékű feszültségi térképen is észlelhető a tágulás (extenzió) hiánya (2. *ábra*).

Jelenkori feszültségtér a Pannon-térségben

Feszültség-meghatározások története

A nyolcvanas évek végéig a jelenkori feszültségtér alig volt ismert a Pannon-medencében. DÖVÉNYI et al. (1988) karlsruhei szakemberek segítségével mutatták be 5 hazai mélyfúrásból az első fúrólyukfal kirepedéses módszerrel meghatározott adatokat. A vizsgálat rávilágított arra, hogy egyrészt nem minden bőségszelvény alkalmas megbízható feszültség-meghatározásra, másrészt pedig öt adat távolról sem alkalmas a feszültségtér medenceléptékű jellemzésére. Az adatbázis bővítése tehát mindenképpen indokolt volt. Ennek szellemében a kilencvenes évek elején indult el a Pannon-medence jelenkori feszültségterének részletes és szisztematikus feltérképezése (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1990). Ez a napjainkban is zajló munka jórészt nemzetközi kooperációban, a WSMP központjával együttműködésben zajlik.

MÜLLER et al. (1992) tanulmányukban az addig elérhető feszültségadatok összesítését végezték el Európa teljes területére. Vizsgálataik alapján számos feszültségprovinciát jelöltek ki, ahol a feszültségirányok és rezsimek viszonylag homogén képet mutatnak. REBAÏ et al. (1992) a *s.l.* Mediterráneum (beleértve a Pannon-medencét is) jelenkori feszültségterét vizsgálta több mint ezer, különböző technikákkal meghatározott feszültségadat alapján. A szerzők felismerték, hogy a tektonikailag jelenleg is aktív, mobilis területeken a feszültségirányok jelentős eltérést és nagyfokú változatosságot mutatnak a kevésbé deformált, stabil régiókhoz képest.

A Pannon-medencére vonatkozó kezdeti regionális összegzést BECKER (1993) végezte el ráfúrásos és fúrólyukfal kirepedéses (FK) adatok, valamint földrengések fészekmechanizmus megoldásai alapján. Vizsgálatai alapján különbséget látott a medencerendszer nyugati és keleti területei között: míg a Dunántúlon a kompressziós feszültségek uralkodnak, a Nagyalföld és környezete extenzió alatt áll. Véleménye szerint ez szublitoszferikus folyamatokra, az asztenoszféra felboltozódására és az így kialakult konvekciós áramok hatására vezethető vissza.

A karlsruhei egyetemmel együttműködésben több ráfúrásos technikával készült kőzetfeszültség meghatározás is történt (GERNER et al. 1993). Az újabb adatok fényében kiderült, hogy a Dunántúl átmeneti terület képez a nyugat-európai és a kelet-európai feszültségprovincia között (GERNER 1992). Ezt az értelmezést erősítették meg KOVÁCS (1994) eredményei is, aki 42 magyarországi mélyfúrásból származó fúrólyukfal kirepedéses szelvényt dolgozott fel. A Dunántúlon tapasztalt heterogén feszültségteret a nyugat-európai és az adriai feszültségirányok szuperpozíciójával magyarázta.

DÖVÉNYI (1994) kandidátusi értekezésében, az addigi munkákat alapul véve, már 148 fúrás fúrólyukfal elemzéséről és az FK módszer alkalmazása során szerzett tapasztalatairól számolt be. Véleménye szerint a legnagyobb problémát a fúrólyukfal kirepedt és kimosott szakaszainak elkülönítése jelentette, azok hasonló iránya miatt. További nehézséget okozhat a fúrásokban gyakran előforduló, egymásra merőleges spontán rétegrepesztések és a kirepedések elkülönítése. DÖVÉNYI (1994) munkájának fő üzenete szerint hazai területeken a fúrólyukfal kirepedéses analízis módszere a négykarú bőségmérési szelvények többségére jól

alkalmazható, de jelentős számú meghatározásra van szükség ahhoz, hogy megbízható eredményeket kapjunk egy-egy részterületre vonatkozóan.

Az eddigi legrészletesebb szintézist GERNER et al. (1999) publikálták, a Pannon-medence feszültség meghatározási történetének fontos lépéseként. A csaknem hatszáz feszültségadat segítségével a teljes Pannon-térséget négy feszültségprovinciára osztották, melyeken belül mind a feszültségirányok, mind pedig a tektonikai stílusok jól meghatározható trendeket rajzoltak ki. A szerzők szerint a Pannon-medence jelenkori feszültségterét alapvetően az Adriai-mikrolemez északias mozgásából származó nyomóerő alakítja, melyet lokálisan a nyugat-európai feszültségprovincia és a még aktív kárpáti kollízió (Vrancea-zóna) hatása módosíthat. A feszültségirányok mellett két olajipari hidraulikus rétegrepesztés eredményét is közölték a Nagyalföld területéről, melyekkel először sikerült a feszültségmagnitúdókra közelítő becslést adni.

WINDHOFFER et al. (2001, 2003) hazai mélyfúrásokból további fúrólyukfal kirepedésből származó adatokat közöltek. A cikkek megerősítik és értelmezni próbálják a GERNER (1991) és KOVÁCS (1994) által a zalai területekről már leírt vízszintes értelmű feszültségelhajlást, valamint először említik függőleges értelmű feszültségelhajlás meglétét hazai területről (nagyalföldi mélyfúrások).

Feszültségadatok

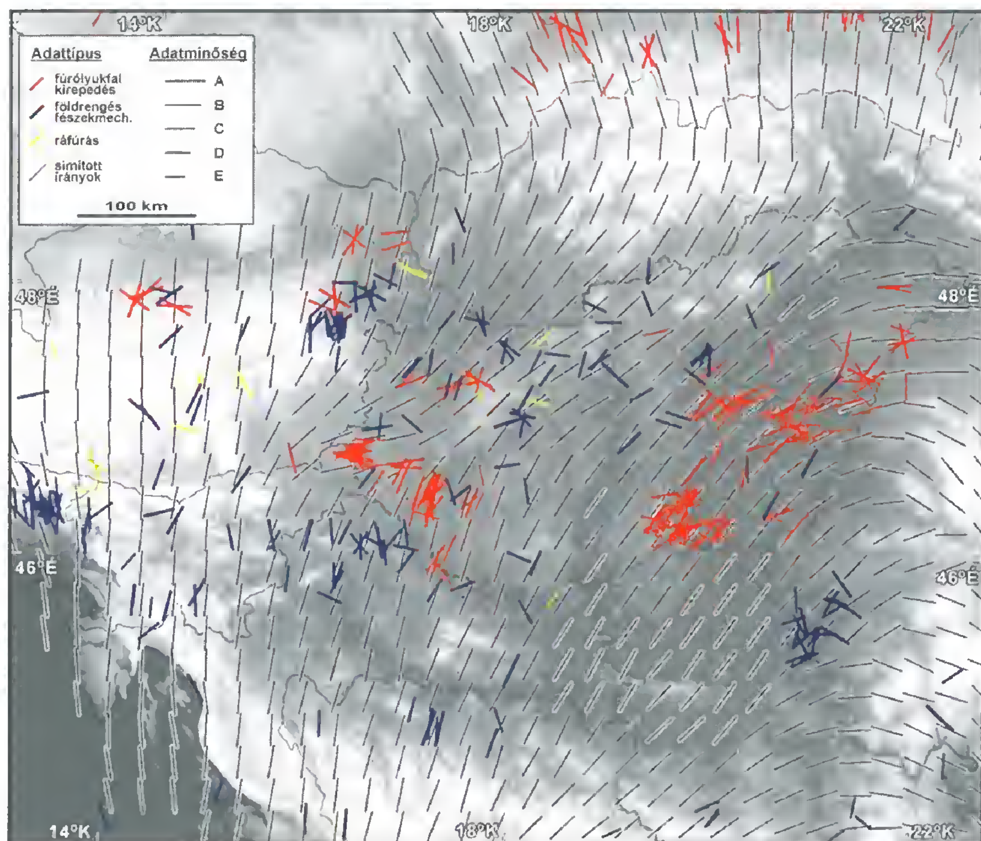
Kőzetfeszültségi adatbázisunk a Pannon-medence és tektonikai környezetéből elérhető összes releváns adatot magában foglalja. Ennek egy tekintélyes részét, a vizsgálati területre eső 469 adatot mutatjuk be a *3. ábrán.* Az adatbázis további jelentős számú adatot tartalmaz a térképi kivágaton kívül eső területekről (főképp Románia).

Alapvetően háromféle adattípus különböztethető meg, az alábbi mennyiségi eloszlásban:

1) földrengések fészekmechanizmus megoldásából származó adatok (220 db – 46,90%)
2) fúrólyukfal kirepedések vizsgálatából származó adatok (235 db – 50,11%)
3) *in situ* (ráfúrásos és rétegrepesztéses) adatok (14 db – 2,99%)

A feszültségadatok túlnyomó többsége a WSMP kritériumrendszere (ZOBACK & ZOBACK 1989) alapján minőségi besorolást kapott. Ez megmutatja, hogy milyen súllyal vehető figyelembe az adat egy terület feszültségi viszonyainak elemzése során. Az adatok ötféle minőségi osztályba kerültek A-tól (legjobb) E-ig (legrosszabb). Az egységes szempontú minőségi besorolás előnye, hogy a meghatározások megbízhatósága közvetlenül, módszertől függetlenül összehasonlítható, és a térképi ábrázolás során meg is jeleníthető (pl. a feszültségjelek hosszával). A Pannon-medencéből származó adatok többsége (kb. 80%) a C, D és E osztályokba került és csupán kisebb részük tekinthető kiváló vagy jó minőségűnek (A és B osztályok).

Földrengések fészekmechanizmus megoldásából (earthquake focal mechanism solution) származó adatok jelentős része a GERNER et al. (1999) által felállított adatbázisból származik, amit MAROVIĆ et al. (2002) által Szerbia területére publikált adatokkal egészítettünk ki. Ezen túlmenően a legújabb fészekmechanizmus megoldásoknál



3. ábra. A legnagyobb vízszintes kőzetfeszültség (S_H) iránya a Pannon-medencében és tektonikus környezetében (BADA et al. 2007 nyomán). A mért adatok színezése a mérési módszerre utal. A betűjelek az adatok minőséget adják meg a WSMP szabályai (ZOBACK 1992) alapján (A = legjobb, E = legrosszabb). A feszültségi adatok simítása és extrapolációja HANSEN & MOUNT (1990) algoritmusa alapján történt

Fig. 3. Maximum horizontal stress directions (S_H) in the Pannonian Basin and its tectonic environment (after BADA et al. 2007). Colouring of stress indicators refers to the method of measurements. Letters indicate the quality ranking of the stress data according to the convention of the WSMP (ZOBACK 1992) (A = highest, E = lowest). Smoothing and extrapolation of the data were carried out by the algorithm of HANSEN & MOUNT (1990)

messzemenően támaszkodtunk a GeoRisk Földrengéskutató Intézet munkatársai által publikált adatokra is (TÓTH et al. 2000, 2001, 2002a, b, 2003, 2004, 2005, 2006). Ez utóbbiak információértéke, ill. megbízhatósága Magyarország középső vidékein a legjobb, hiszen a meghatározott fészekmechanizmus megoldások az 1995-ben, Paks tágabb környezetében üzembe helyezett mikroszeizmikus megfigyelő hálózat által rögzített rengésekre épülnek. Fontos megjegyezni, hogy a földrengések fészekmechanizmus megoldásai a többi módszerhez képest nagyobb mélységekből (általában >5 km) szolgáltatnak információt. A különböző típusú adatok összevetésénél ezt fontos észben tartani, hiszen gyakori, hogy különböző mélységekben eltérő feszültségtér uralkodik. Erre akadnak példák a Pannon-medence területén is. A fészekmechanizmus megoldások igazi értékét az adja, hogy ezzel a meghatározási

módszerrel a feszültségek abszolút magnitúdóinak ismerete nélkül is következtetni tudunk a vizsgált területen uralkodó feszültségtér típusára, a tektonikai stílusra.

Fúrólyukfal kirepedések (borehole breakout) elemzése is jelentős számú feszültségadatot eredményezett (DÖVÉNYI 1994, GERNER et al. 1999, WINDHOFFER et al. 2001, 2003). A hazai nagy számú meghatározás mellett az adatbázis ausztriai, csehországi, lengyelországi és romániai adatokat is tartalmaz. A Magyarország területén elvégzett elemzésekhez szükséges alapadatok olajipari dőlésmérésekhez kapcsolódó négykarú bőségmérő szondákkal lettek felvéve. Az adatok feldolgozása és megjelenítése az ELTE Geofizikai Tanszékén kifejlesztett számítógépes programmal történt (DÖVÉNYI et al. 1988). Az adatbázis tartalmaz a teljes fúrólyuk alakjából, valamint fúrólyukkamera által felvett kirepedésekből származó meghatározásokat is. Néhány hazai adat esetén kirepedéscsoportok kiértékelését is végrehajtottuk. Ez olyan egymáshoz közeli kutaknál lehetséges, ahol a fúrásokat nem választja el a maximális vízszintes feszültségirányokat (S_H) megváltoztató földtani tényező vagy aktív szerkezeti zóna. Ekkor a kutakat együttesen feldolgozva a kiértékelés minősége általában jelentősen javult.

Ráfúrásos technikával (overcoring) elvégzett mérések Magyarországon a kilencvenes évek elején az ún. doorstopper technikával kerültek kivitelezésre (GERNER et al. 1993), a mérési pontok körültekintő kiválasztása mellett (mezozoos alaphegység). Az eredmények több deformációs és rugalmassági paraméter mérésének átlagaként álltak elő. Az ilyen sekély fúrásokban végrehajtott mérések minősége általában gyenge a számos, nehezen kiküszöbölhető felszínközeli zavaró tényező miatt (DÖVÉNYI et al. 1988, GERNER et al. 1999).

A fentieken túlmenően *hidraulikus rétegrepesztési (hydraulic fracturing* v. *hydrofrac)* eredményeket Magyarország területéről eddig mindössze két szénhidrogén-kutató fúrás esetében publikálták, Csólyospálos környéki fúrásokból (Csó–K–1, Csó–K–4) (ZAKÓ & BENCSIK 1996, GERNER et al. 1999). A mérésekkel a minimális vízszintes feszültség (S_h) nagyságát határozták meg, amiből a függőleges és a maximális vízszintes feszültség nagysága is becsülhetővé vált.

Feszültségirányok

A vizsgált területről összegyűjtött jelenkori feszültségadatok a 3. *ábrán* láthatók, a különböző meghatározási technikák alapján színkódolva. Az ábra a maximális vízszintes feszültségirányokat (S_H) mutatja, amelyek segítségével a vizsgált terület feszültségállapota egységes szempont alapján jellemezhető. A feszültségirányok szintén a 3. *ábrán* bemutatott generalizált trendjének meghatározása az adatok simítása és extrapolációja útján, HANSEN & MOUNT (1990) algoritmusa alapján történt.

A feszültségi térképet (3. *ábra*) tanulmányozva — bár az adatok szórása lokálisan számottevő lehet — szembetűnő, hogy bizonyos vidékek egymástól jelentősen eltérő S_H irányokkal jellemezhetők. A Pannon-térségben tehát a jelenkori feszültségtér laterálisan változó képet mutat, ahogy arra korábbi tanulmányok is rámutattak (pl. GERNER ET AL. 1999). Véleményünk szerint az inhomogenitások mögött fontos és valódi geodinamikai okok állnak, melyek elemzése az aktív tektonikai folyamatok megértésében elsőrendű fontosságú. Aktív kollíziós öv részeként a Pannon-medence geodinamikai pozíciója (térrövidülés a medencerendszer peremi

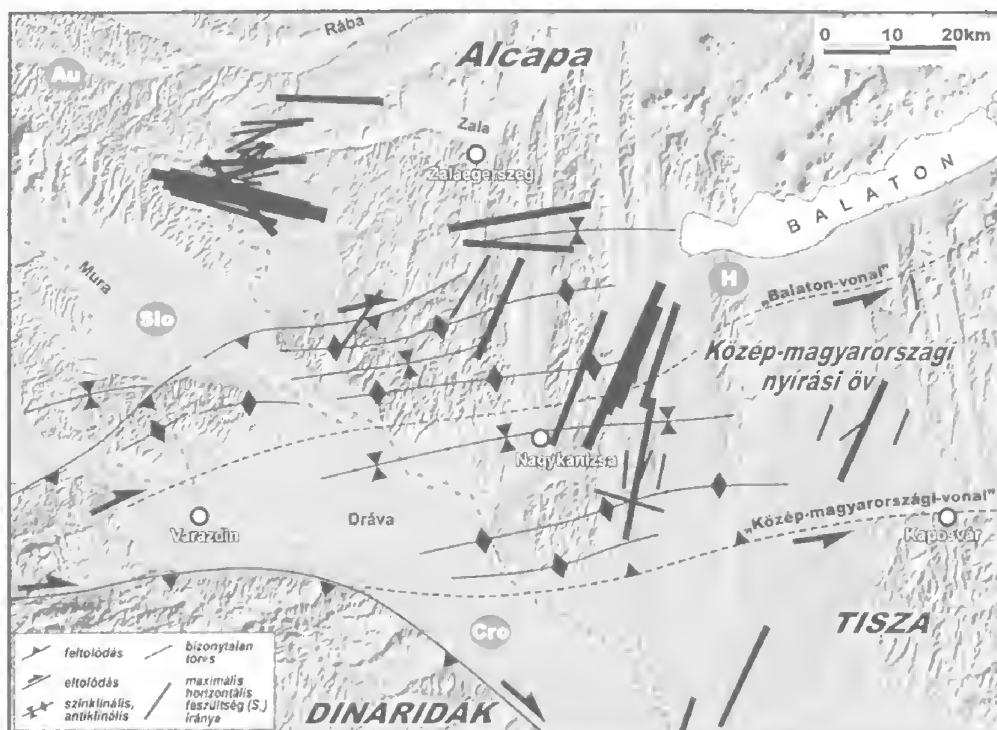
területein) és a litoszféra változatos felépítése (összetétel, vastagság, hőmérséklet viszonyok, mechanikai szilárdság stb.) a lemezperemi és a lemezen belüli feszültségforrások bonyolult összjátékát vetítik előre.

A legmarkánsabb változás a feszültségtérben a vizsgált terület délnyugati részén jelentkezik. S_H iránya a Déli-Alpoktól (Friuli-zóna) a Dinári-hegységen keresztül annak délkeleti szegélyéig (Szerbia–Montenegró) az óramutató járásával megegyező módon elfordulni látszik: míg az utóbbi területen ÉK–DNy-i, a Déli-Alpokban közel ÉÉNy–DDK-i a kompresszió iránya. A Pannon-medence központi és keleti vidékein — erősen generalizálva — S_H nagyjából ÉK–DNy-i csapású, majd fokozatosan közel K–Ny-i trendet vesz fel az Erdélyi-középhegység környezetében. A Nyugati-Kárpátokban és annak északi előterében a nyomás közel merőleges a hegylánc ívére: nyugatabbra ÉNy–DK-i, ami keletebbre fokozatosan megint ÉK–DNy-i irányúvá válik. A fenti nagyléptékű változás alapján elmondható, hogy S_H uralkodó iránya az adriai partvidéktől északkeleti irányban — előbb a Pannon-medence belsejében, majd tovább a Kárpátok íve felé — legyezőszerűen szétseprűződik, létrehozva a Pannon-térség recens feszültségterének jellegzetes képét (3. *ábra*).

A Keleti-Alpok térségében az adatok jelentősen szórnak. Különbség mutatkozik a fészekmechanizmus megoldásokból és a fúrólyukfal deformációs vizsgálatokból, azaz az eltérő mélységből származó adatok között. S_H uralkodóan északias irányú, az Alpokat a Kárpátokkal átkötő szeizmoaktív Mur–Mürz–Zsolnai-vonal mentén azonban inkább az ÉK–DNy-i orientáció a jellemző. A felszín közvetlen közelében ugyanakkor inkább az (észak)-keleties irányok dominálnak (l. fúrólyukfal kirepedések adatai).

A Pannon-medence belsejében érdekesen alakulnak a feszültségirányok: S_H a délnyugati peremterületeken közel É–D-i, amely keleti irányban fokozatosan ÉK–DNy-i irányúvá válik, azaz kelet felé egy nyolcadkört ír le az óramutató járásával megegyező irányban. Az irányok jelentős oldalirányú változását (vízszintes értelmű feszültségdeviáció vagy -elhajlás) már a korai feszültségtér vizsgálatok során felismerték. Az első értelmezések szerint (GERNER 1991, KOVÁCS 1994) a Pannon-medence különleges szerepet tölt be Európa jelenkori feszültségterében, egyfajta átmeneti zónát alkotva a nyugat-európai és a kelet-európai, ill. az északnyugat-adriai feszültségprovinciák között.

A Pannon-medencében a legmarkánsabb vízszintes feszültségelhajlás a Dunántúl nyugati területein, a Zalai-medence környezetében tapasztalható (KOVÁCS 1994, WINDHOFFER et al. 2001 — 4. *ábra*). A Dunántúli-középhegység és a Keleti-Alpok közötti térségében kis távolságon (kb. 100 km) belül S_H iránya mintegy 60–90°-ot fordul. Az Alpokban és a Dinaridákban jellemző északias–északkeleties kompresszió a Zalai-medencében közel kelet–nyugatira változik, amit a nagyszámú fúrólyukfal kirepedés (FK) mérés eredményei meggyőzően mutatnak. Kevésbé markánsan, de a jelenség a Dunántúli-középhegység felé tovább nyomozható. A Dél-Dunántúl területén ismét az észak–északkeleties S_H irányok válnak dominánssá, amely a Dunától keletre egyértelműen északkeletivé válik. A Zalában tapasztalt jelenség arra utal, hogy nem csak lemezperemi, hanem a lemezen belüli feszültségforrások lehetőségével, ill. jelentőségével is számolnunk kell. Fontos megjegyezni, hogy a felszínközeli (FK) adatok által egyértelműen jelzett vízszintes

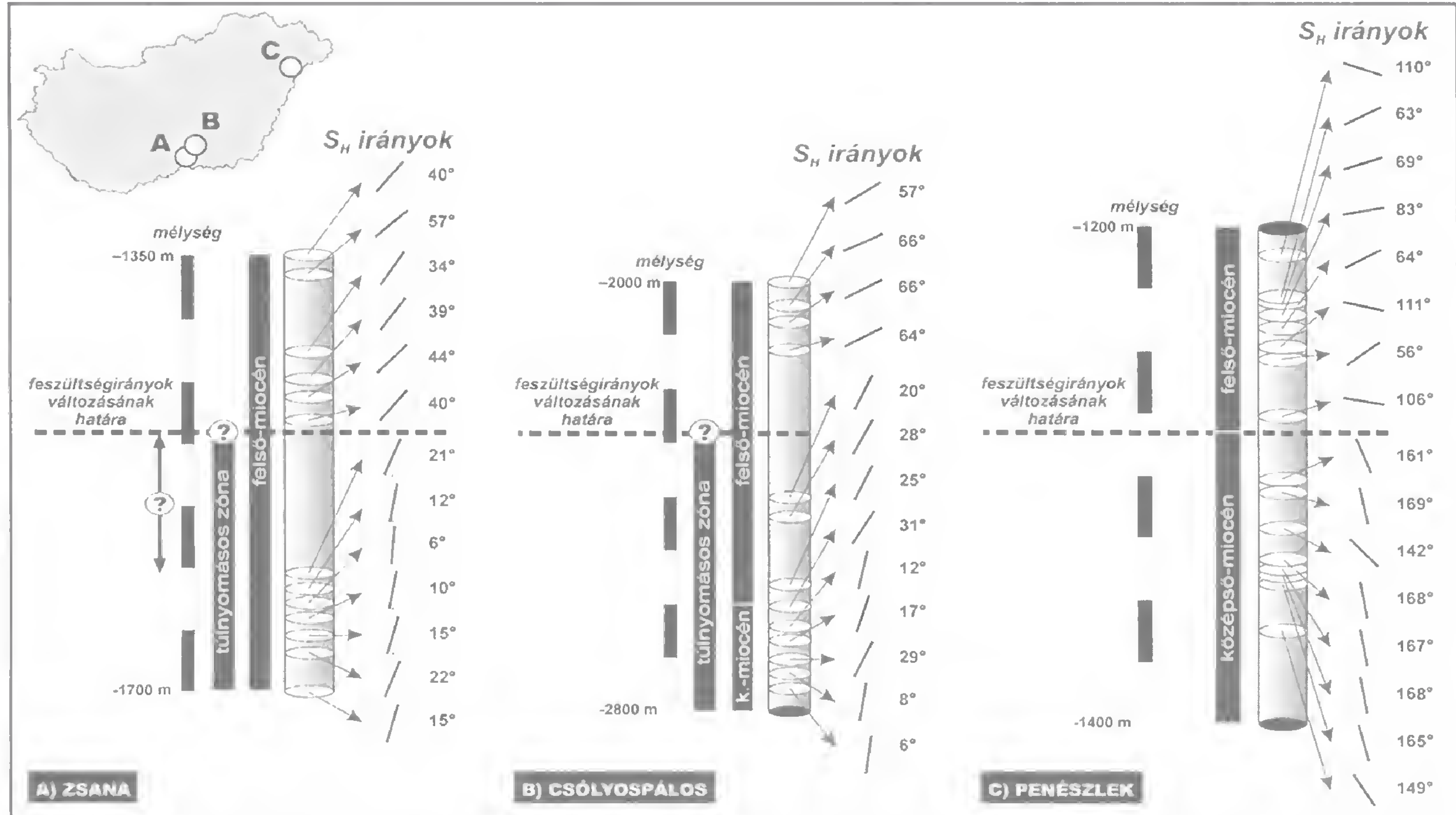


4. *ábra.* A Dunántúlon rekonstruált maximális vízszintes kőzetfeszültség (S_H) irányok fúrólyukfal kirepedés elemzés alapján (WINDHOFFER et al. 2001, kiegészítve). A feszültségi jelek nagysága az adatok megbízhatóságával arányos. A zalai területeken jellegzetes vízszintes feszültségelhajlás észlelhető: a közép-magyarországi nyírási övtől északra S_H iránya nagyjából K–Ny-i, a zónában és attól délre pedig ÉÉK–DDNy-i. A jelenség valószínűleg az Alcapa-egység napjainkban is zajló keleties irányú kipréselődésével magyarázható. Szerkezeti elemek BADA et al. (2006) nyomán. Rövidítések: Au = Ausztria, Cro = Horvátország, H = Magyarország, Slo = Szlovénia

Fig. 4. Direction of the maximum horizontal stress (S_H) in Transdanubia, western Hungary, based on borehole breakout analysis (after WINDHOFFER et al. 2001). Size of stress signs is proportional to data quality. Significant stress deviation occurs in the Zala Basin where E–W oriented S_H, reconstructed north of the Mid-Hungarian shear zone, becomes NNE–SSW directed in the fault zone and south of it. This trend is likely to be the result of ongoing eastward extrusion of the Alcapa unit. Structural elements are after BADA et al. (2006). Key to abbreviations: Au = Austria, Cro = Croatia, H = Hungary, Slo = Slovenia

feszültségelhajlást a földrengések fészekmechanizmus megoldásai már korántsem jelzik olyan határozottan. Elképzelhető, hogy a feszültségtér a mélység szerint jelentősen változik, aminek alapvető lemeztektonikai jelentősége volna. Az adatok csekély mennyisége miatt azonban a kérdésben egyelőre nincs határozott álláspontunk.

A függőleges feszültségelhajlás lehetőségére medence vagy helyi léptékben számos adat utal: hazánk területén több mélyfúrásban is megfigyelhető a feszültségtér függőleges értelmű megváltozása (WINDHOFFER et al. 2001, 2003). A dél-alföldi területről származó két fúrólyukban (Zsana: *5. ábra, a;* Csólyospálos: *5. ábra, b*) a feszültségirányok markáns változása a középső- és felső-miocén határa felett



5. ábra. Fúrólyukfal-kirepedések elemzése alapján rekonstruált függőleges kőzetfeszültségi (S_H) elhajlás három mélyfúrásból, a Nagyalföld területén (WINDHOFFER et al. 2001, 2003 nyomán). A feszültségi irányok figyelemre méltó elfordulását vagy jelentős litológiai határ, vagy a nyomásviszonyok megváltozása okozhatja

Fig. 5. Vertical stress deviation reconstructed by borehole breakout analysis from three wells in the Great Hungarian Plain (after WINDHOFFER et al. 2001, 2003). Considerable rotation of the stress directions is due to either the presence of important lithological boundaries or the change of the pressure system

pár száz méterrel tapasztalható, míg a penészleki négy fúrás (Nyírség) kompozitszelvényében a váltás pontosan a középső-miocén–alsó-pannóniai határhoz köthető (*5. ábra, c*).

A csólyospálosi és a zsanai fúrásban nagy valószínűséggel található egy olyan túlnyomásos felső-miocén (alsó-pannóniai) agyagréteg, amely elválaszthatja a két különböző S_H iránnyal jellemzett tartományt. A meghatározásokból azonban nem derül ki, hogy az eltérő feszültségirányokkal jellemzett alsó szakasz egy vékony zónát alkot, vagy a mélyben esetleg megmarad a kompresszió rekonstruált iránya. További vizsgálatot igényelne, hogy a fúrásokban elért medencealjzatban milyen az uralkodó feszültségtér és annak milyen hatása van a felsőbb rétegtani szintekre. ENGELDER (1993) szerint az appalache-i és piceance-i medencék (USA) példája igazolja, hogy az egyes rétegek mechanikai szilárdsága és az üledékképződési történet (túlnyomásos zónák kialakulása) befolyásolhatja a feszültségek irányát és nagyságát, így az uralkodó tektonikai stílust is.

A penészleki területen a mérések szerint nem tapasztalható túlnyomás. Itt a kb. 1280 m mélységben lévő középső-miocén tufa és a felső-miocén agyag közötti markáns litológiai és kőzetmechanikai váltás tűnik fontosnak, ami egybeesik a feszültségirányok megváltozásával (*5. ábra, c*). Az agyagban tapasztalt irányok nagyobb mértékben szórnak a tufában meghatározott értékeknél. Fontos megjegyezni, hogy a két tartomány között közel 90° az eltérés, azaz elképzelhető, hogy az egyik (alsó) tartományban természetes hidraulikus rétegrepedések jöttek létre.

A feszültségtér függőleges irányú változékonyságának további vizsgálatát kiemelt fontosságúnak tartjuk. Ennek a tudományos kíváncsiságon túlmenően gyakorlati jelentősége is van, szénhidrogén-ipari rétegrepesztésnél a lokális feszültségtér ismerete ugyanis kulcsfontosságú. A regionális, 3D térképezésre a kevés adat miatt egyelőre nincs lehetőség. A Pannon-medence egyes részmedencéinek behatóbb vizsgálata azonban elképzelhető, mivel a fúrólyukak bőségmérése napjainkban rutinszerűen zajlik, így nincs akadálya a fúrólyukfal kirepedések további vizsgálatának. Reményeink szerint a hazai szénhidrogén-kutatáson keresztül új rétegrepesztési adatok elemzésére is lehetőségünk lesz a közeljövőben.

Feszültségrezsimek

A feszültségrezsim, ill. az uralkodó tektonikai stílus regionális térképezéséhez nagyszámú földrengés fészekmechanizmus megoldásra van szükség. Az *in situ* feszültségmérési módszerek, melyek segítségével akár a teljes feszültségtenzor meghatározható, eddig csak igen kevés adatot — főként sekély mélységből — szolgáltattak, így megbízhatóságuk kérdéses. A földrengések nagyobb mélységspektrumot lefedve, a litoszféra ridegebb, töréses deformációt mutató szeizmogén tartományait képezik le. A fészekmechanizmus megoldások során a feszültségmagnitúdók mérése nélkül is következtethetünk a földrengést (feszültség kioldódását) létrehozó feszültségtérre és az uralkodó deformációs stílusra. A Pannon-térségből is számos fészekmechanizmus megoldás ismert, az utóbbi években több szintézis jellegű munka összegezte az eredményeket (GERNER et al. 1999, TÓTH et al. 2002b). Köszönhetően a paksi mikroszeizmikus megfigyelő hálózat

folyamatos működésének és az adatokat feldolgozó kollégák naprakész munkájának, a fészekmechanizmus adatbázis folyamatosan bővül (TÓTH et al. 2000, 2001, 2002a, 2003, 2004, 2005, 2006).

Az adatok alapján világossá vált, hogy napjainkban a Pannon-medence jelentős része tektonikai értelemben reaktiválódik, ill. invertálódik: a területen eltolódásos vagy feltolódásos deformáció zajlik. A meghatározott S_H irányok gyakorlatilag azonosnak tekinthetők a legnagyobb főfeszültség ($\sigma 1$ – „kompresszió") irányával. A deformációs stílusra főleg az oldaleltolódás jellemző, feltolódásos és néhol tágulásos komponens mellett. Az adatrendszer rávilágít arra, hogy a Pannon-medencében az extenzió befejeződött, a területen jelenleg szerkezeti inverzió zajlik — igaz, a kezdeti stádiumban lévő folyamat igen lassú és a szerkezeti bélyegek még nem mindenütt jelentkeznek egyértelműen (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BADA et al. 1999).

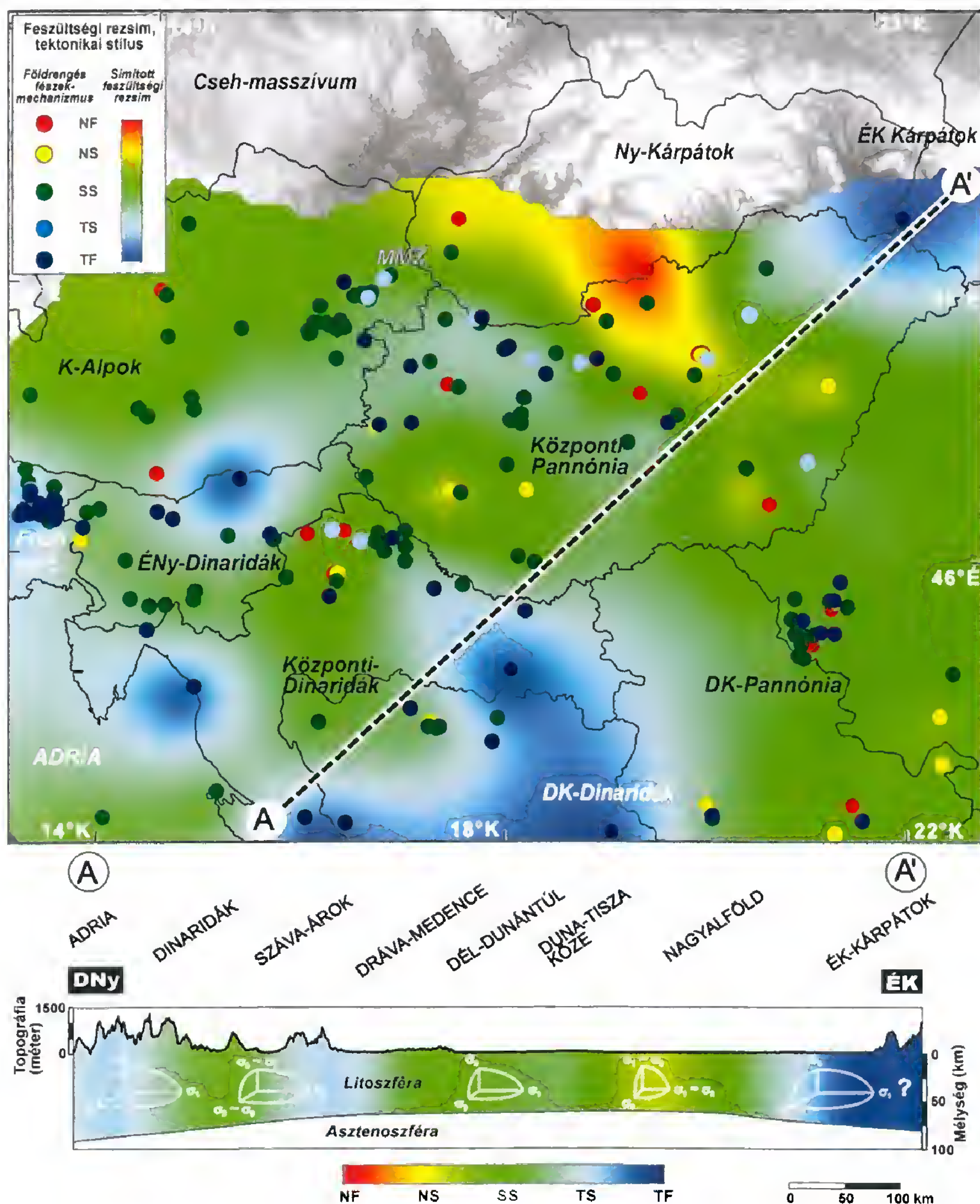
A World Stress Map Project osztályozási rendszerét követve az összegyűjtött fészekmechanizmus megoldásokat a meghatározott feszültségrezsim alapján öt osztályba soroltuk. Ennek alapján elkülönítettük a három andersoni feszültségtér típust (tágulásos v. tenziós = NF, eltolódásos = SS, feltolódásos v. kompressziós = TF), illetve ezek lehetséges kombinációit (transztenziós = NS és transzpressziós = TS terek). A feszültségtér típusokat eszerint térképi nézetben fészekmechanizmus megoldásonként pontszerűen, majd a pontszerű adatokat szabályos rácshálóba átszámítva (kriegeléssel) egy simított képként ábrázoltuk (*6. ábra*). Ez szemléletesen mutatja a feszültségtér típusának térbeli változékonyságát, a tektonikai stílus laterális átmeneteit. Fontos figyelembe venni, hogy a simítás során az egyes típusokhoz rendelt numerikus értékek (NF = 1, NS = 2, SS = 3, TS = 4, TF = 5) viszonylag egyszerű számtani átlagolását végeztük. Emiatt a térkép az ötféle rezsim számtani átlaga, azaz az eltolódásos (SS) tér javára kissé torzított képet mutathat. Úgy ítéljük meg, hogy a rendelkezésre álló nagyszámú fészekmechanizmus megoldás miatt ennek jelentősége korlátozott.

A Pannon-térségben a feszültségtér jellege és az uralkodó deformációs stílus

6. ábra. → Feszültségi rezsimek és tektonikai stílusok a Pannon-medencében, valamint déli és nyugati környezetében földrengés fészekmechanizmus megoldások (FMS) alapján. A World Stress Map Project osztályozási rendszerének megfelelően a körök színezése az egyes rengésekből nyert vetőkinematikát jelzi. A regionális trendeket az FMS adatok simított és interpolált képe mutatja, azonos színezési eljárással. Az A–A' litoszféra léptékű szelvényen jól látható, ahogy Adria peremvidékétől a medence belseje felé a feszültségtér fokozatosan eltolódásos jellegű lesz, amit a feszültségi ellipszoid térbeli orientációja jól mutat. A tektonikai stílus függőleges változása nincs megjelenítve, a litoszféra vastagsága HORVÁTH et al. (2006) nyomán. NF: tisztán normálvetős (extenziós) feszültségtér ($\sigma 1$ függőleges); NS: kevert eltolódásos és normálvetős feszültségtér (transztenzió); SS: tisztán eltolódásos feszültségtér ($\sigma 2$ függőleges); TS: kevert fel- és eltolódásos feszültségtér (transzpresszió); TF: tisztán feltolódásos feszültségtér ($\sigma 3$ függőleges). MMZ — Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum

Fig. 6.→ Stress regimes and tectonic styles in the Pannonian Basin and its southern and western vicinity derived from earthquake focal mechanisms. Following the classification scheme of the World Stress Map Project, colour of the circles indicates the style of faulting during earthquakes. Regional trends of the dominant tectonic style, calculated via the kriging interpolation of the available FMS data, are depicted with corresponding colouring. Lithosphere-scale section A–A' and the orientation of the stress ellipsoids show that the tectonic style is gradually changing from compression to strike-slip faulting from the edges of Adria towards the interior of the basin system. Vertical variation of the tectonic style is not considered, thickness of the lithosphere is from HORVÁTH et al. (2006). NF: normal faulting ($\sigma 1$ vertical), NS: transtension, SS: strike-slip faulting ($\sigma 2$ vertical), TS: transpression, TF: thrust faulting ($\sigma 3$ vertical). MMZ — Mur–Mürz–Žilina lineament

laterálisan változatos képet mutat (6. ábra). A Déli-Alpok és a Dinaridák területén feltolódásos (TF) és transzpressziós (TS) feszültségtér, ill. aktív deformáció rekonstruálható. A kapott kép még ezen a területen belül sem tekinthető teljesen egyveretűnek: míg a Friuli-zónában, az Adriai-tenger partvidékén és Bosznia–Hercegovina nagy részén egyértelműen kompressziós, addig több közbülső területen — így pl. Zágrábtól északra — jellemzően eltolódásos tér figyelhető meg. A rezsimeket a Pannon-medence belseje felé megvizsgálva látható, hogy a tektonikai stílus az Adriai-tenger partvidékétől északkelet felé haladva előbb kompressziós, majd



transzpressziós jellegű, ami fokozatosan egyre inkább eltolódásos (SS – zöld árnyalat) karaktert ölt. Mindez a *6. ábrán* látható regionális keresztszelvényen jól nyomon követhető. Az alföldi területeken a fészekmechanizmusok és szerkezeti elemzések (pl. Derecskei-árok — WINDHOFFER et al. 2003) néhol transztenziós jelenkori feszültségteret jeleznek. Észak felé haladva, a magyar–szlovák határ környezetében jelentkezik egy extenziós (transztenziós) terület, amely 3-4 fészekmechanizmus megoldás alapján volt azonosítható. Sajnos ettől északra nincs további adatunk, így nem derül ki, hogy ezt lokális inhomogenitásnak, esetleg egy különálló feszültségprovinciának kell tekintenünk. Igaz ez az Északkeleti-Kárpátok vidékére (Ukrajna) is, ahol az egyetlen rendelkezésre álló fészekmechanizmus megoldás a simítás eredményét teljes mértékben a kompressziós tartomány felé tolja el.

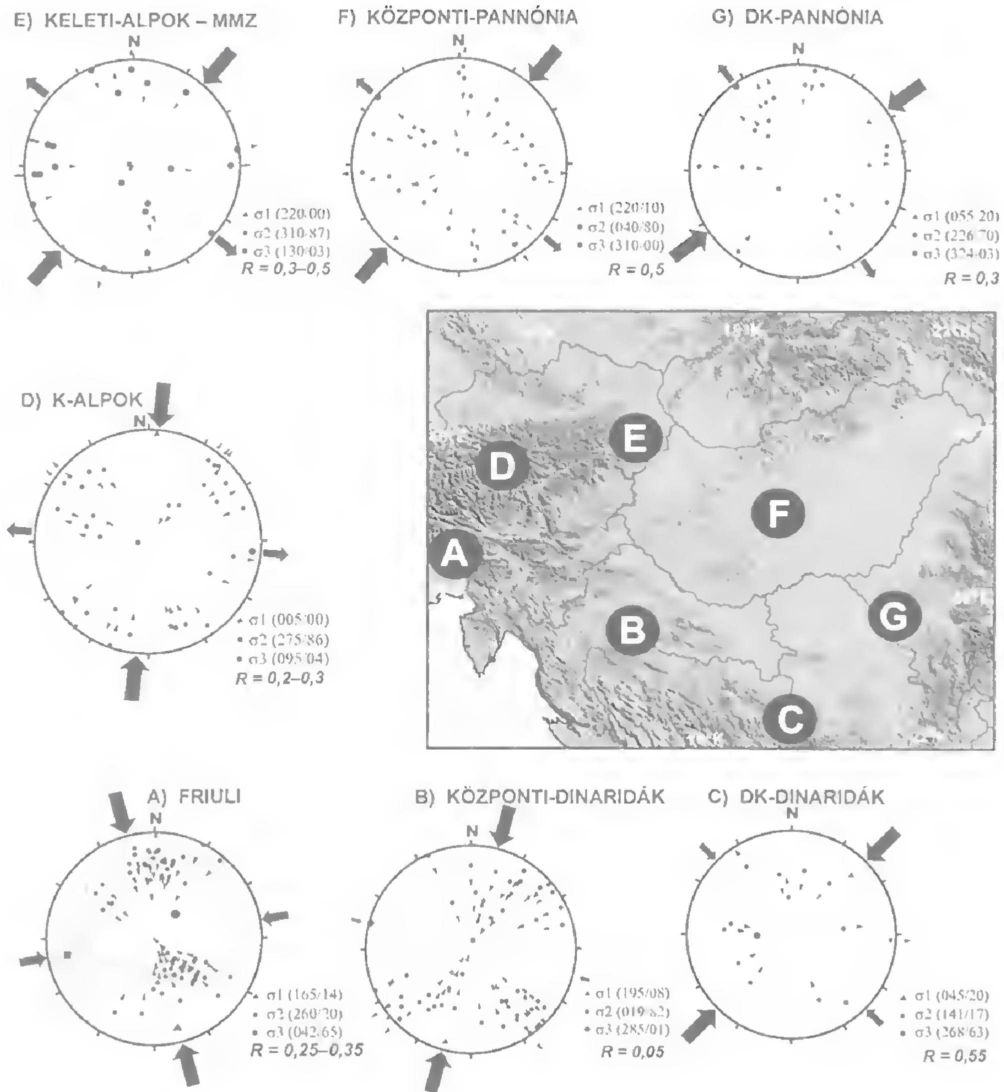
A földrengések fészekmechanizmus megoldása során nem csak a P, B és T tengelyek irányait, hanem a vetősíkot és a nodális síkot is, valamint az azokon tapasztalt csúszási vektort is meghatározzák, ill. becsülik. Ezen adatok együttes, statisztikai elemzése segítségével a jelenkori feszültségtér megfelelő pontossággal jellemezhető, mind a főfeszültségi irányok ($\sigma1 \geq \sigma2 \geq \sigma3$), mind azok relatív nagysága [$R = (\sigma2 - \sigma3)/(\sigma1 - \sigma3)$] tekintetében (PHILIP 1987). A vizsgálat során a feszültségi ellipszoid alakja és orientációja kerül meghatározásra egy inverziós eljárás segítségével, amely analóg a mikrotektonikai mérésekkel nyert kinematikai indikátorok inverziójával: a vető és a vetőkarc szerepe a fészekmechanizmus megoldások során nyert vetősíkokkal és csúszási vektorokkal azonos. Az elemzés során DELVAUX (1993) Tensor nevű inverziós szoftverét használtuk. Az adott vetőpopuláció és a csúszási irányok segítségével kiszámolhatók azok a (redukált) feszültségtenzorok, amelyek a megfigyelt elmozdulásokat, a kinematikai képet létrehozták. Az inverzió során felhasznált vetőpopulációkat és csúszási vektorokat, valamint a számolt főfeszültségi irányokat sztereografikus vetületben ábrázoltuk (*7. ábra*). Figyelembe véve az inverzió legelső, közelítő eredményeit, valamint a Pannon-térség feszültségirányainak változatosságát, célszerűnek látszott az adatokat tektonikai pozíciójuk alapján csoportosítani. Az inverziót elvégezve összesen hét régiót különböztethetünk meg, amelyeken belül a feszültségtér viszonylag homogén képet mutat:

— A Friuli-zónában (*7. ábra, A*) jellemzően KÉK–NyDNy-i csapású feltolódások fordulnak elő. A feszültségtér kompressziós jellegű (TF), a két nagyobb főfeszültség ($\sigma1, \sigma2$) a vízszintes síkban található. $\sigma1$ iránya ÉÉNy-i (azimut: É165°). R = 0,25–0,35.

— A Dinaridák nagy részén (*7. ábra, B*) ÉK–DNy-i orientációjú balos és ÉNy–DK-i orientációjú jobbos eltolódások fordulnak elő, főképpen feltolódásokkal kombinálódva, tehát a feszültségtér transzpressziós jellegű (TS). A kompresszió ($\sigma1$) iránya ÉÉK–DDNy-i (azimut: É195°), a legkisebb főfeszültség ($\sigma3$) függőleges. R értéke közel zérus, azaz $\sigma2$ és $\sigma3$ közel azonos magnitúdójú. Ez instabil feszültségteret jelez, ahol a két kisebbik főfeszültségtengely könnyen felcserélődhet, ami a tektonikai stílus lokális megváltozását vonhatja maga után.

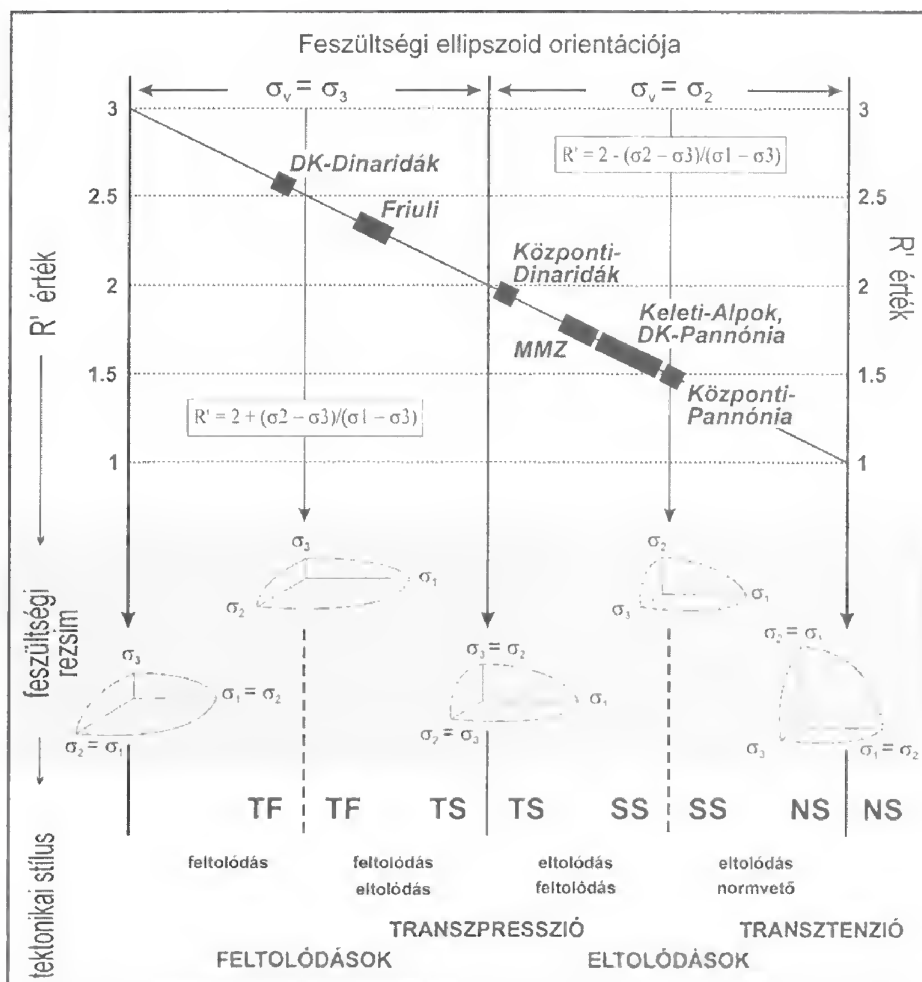
— Bár kevés az adat, a DK-Dinaridák területén (főképp Szerbiában) (*7. ábra, C*) egy stabil (R = 0,55), feltolódásos (TF) feszültségtér volt azonosítható ÉK–DNy-i irányú kompresszióval. A területen főleg az ÉNy–DK-i csapású feltolódások dominálnak.

— A Keleti-Alpok nagy részén (*7. ábra, D*) főleg ÉK–DNy-i és ÉNy–DK-i orientációjú eltolódásokat tapasztalunk, $S_H = \sigma1$ iránya közel észak–déli (azimut: É005°). R = 0,2–0,3.



7. ábra. Földrengés fészekmechanizmus megoldásokból származtatott kinematikai indikátorok (vetőgeometria, csúszási vektorok) inverziója a Pannon-medencében és környezetében (BADA et al. 2007 nyomán). Az inverzió konzisztens feszültségi irányok és rezsimek rekonstrukcióját eredményezte, összesen hét feszültségi provinciát jelölve ki. A sztereogramok a vetőket és a csúszási vektorokat, valamint a főfeszültségi tengelyeket ábrázolják, ahol σ1 ≥ σ2 ≥ σ3. A feszültségi ellipszoid alakja a főfeszültségek relatív magnitúdójával jellemezhető, az R = (σ2 - σ3)/(σ1 - σ3) összefüggés alapján. Az adatok ábrázolása sztereografikus projekció segítségével, Schmidt-féle alsó félgömb vetületben történt. MMZ = Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum

Fig. 7. Results of stress inversion of earthquake focal mechanism solutions in the Pannonian Basin and its neighbourhood (after BADA et al. 2007). Consistent stress directions and regimes were obtained for seven subregions, or stress provinces. Stereograms show fault and slip orientation from focal mechanisms, and the direction of the principal stress axes σ1 ≥ σ2 ≥ σ3. The shape of the obtained stress ellipsoids is described by the ratio of the principal stress magnitudes, expressed by R = (σ2 - σ3)/(σ1 - σ3). Fault and slip data are plotted in Schmidt-net, lower hemisphere projection. MMZ = Mur–Mürz–Žilina lineament.



8. ábra. Feszültségi rezsim és tektonikai stílus a Pannon-térség főbb szerkezeti egységeiben a feszültségi ellipszoid alakja (R′) és főtengelyeinek ($\sigma 1 \geq \sigma 2 \geq \sigma 3$) irányultsága alapján (PHILIP 1987, és DELVAUX et al. 1997 nyomán). Feltűnő a térségben a normálvetős tektonika hiánya, így a diagram extenziós harmada nem került megjelenítésre. NS: kevert eltolódásos és normálvetős feszültségtér (transztenzió); SS: tisztán eltolódásos feszültségtér [σ2 függőleges (σv)]; TS: kevert fel- és eltolódásos feszültségtér (transzpresszió); TF: tisztán feltolódásos feszültségtér [σ3 függőleges (σv)]. MMZ: Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum

Fig. 8. Stress regimes and style of faulting in different domains of the Pannonian region. Stress provinces are plotted as a function of the shape of the stress ellipsoid, expressed by R′, and the orientation of the principal stress axes $\sigma 1 \geq \sigma 2 \geq \sigma 3$ (after PHILIP 1987 and DELVAUX et al. 1997). The lack of normal faulting in the region is noteworthy and, thus, the extensional part of the diagram is omitted. NS: transtension, SS: strike-slip faulting [σ2 vertical (σv)], TS: transpression, TF: thrust faulting [σ3 vertical (σv)]. MMZ: Mur–Mürz–Žilina lineament

— A szeizmoaktív Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum környezete (*7. ábra, E*) eltérő feszültségiránnyal jelentkezik a Keleti-Alpokon belül, amely egyértelműen eltolódásos (SS) jellegű, R értéke 0,3–0,5 körüli. A kompresszió iránya (azimut:

É310°) 35°-os elhajlást mutat a Keleti-Alpok más területeihez képest, ami átmenetet jelenthet a Pannon-medence felé.

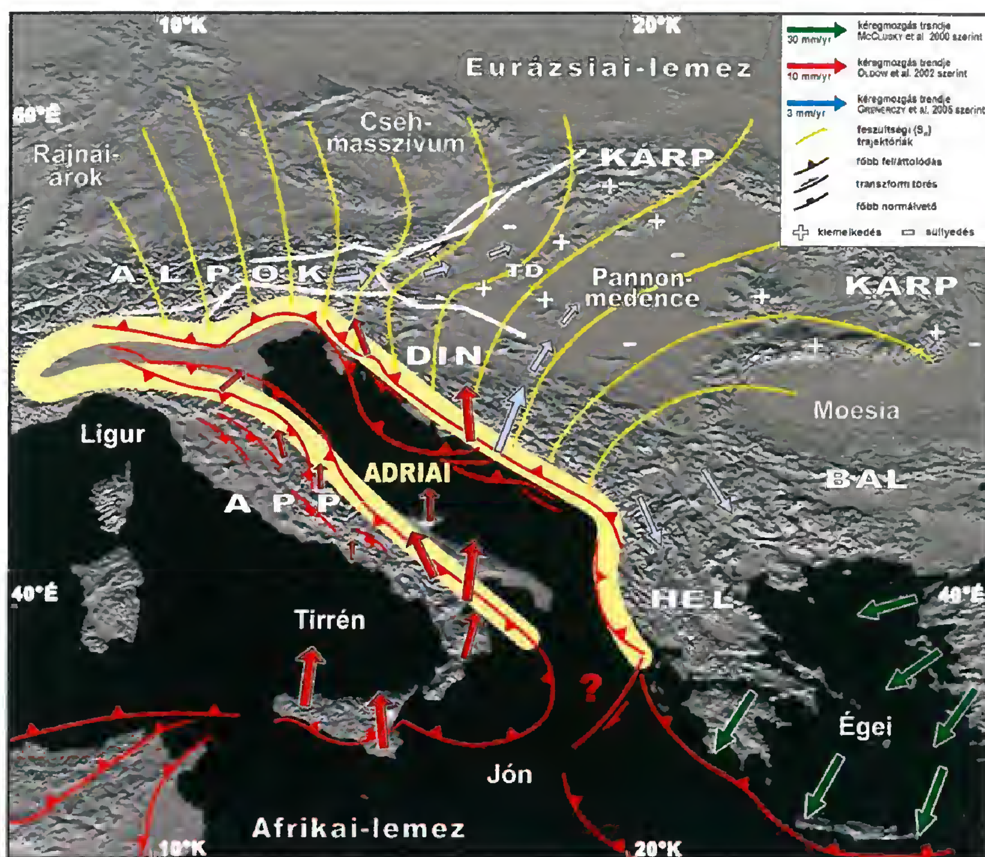
— A Pannon-medence nagy részén (*7. ábra, F*) a vetőkinematika jelentős változékonyságot mutat. A feszültségtér eltolódásos jellegű (SS). A kompresszió (σ1) átlagos iránya ÉK–DNy-i (azimut: É040°). R értéke 0,5 körüli.

— A Pannon-medence délkeleti peremén, a temesvári szeizmoaktív területen (*7. ábra, g*) eltolódásos feszültségtér uralkodik, S_H = σ1 iránya közel ÉK–DNy-i (azimut: É055°). R értéke 0,3 körüli.

A rekonstruált feszültségtér típusokat és ellipszoidokat, valamint a tektonikai stílust a PHILIP (1987) által kidolgozott, majd DELVAUX et al. (1997) által módosított feszültségrezsim diagramon szemléletesen jeleníthetjük meg (*8. ábra*). A diagram kulcsparamétere az R′ érték, amelyet a főfeszültség magnitúdók arányából képzett R [R = (σ2 – σ3)/(σ1 – σ3)] értékből származtatunk. R′ = R ha σ1 függőleges (extenziós feszültségtér), R′ = 2 – R ha σ2 függőleges (eltolódásos feszültségtér), és R′ = 2 + R ha σ3 függőleges (kompressziós feszültségtér). Mivel R értéke mindig 0 és 1 közötti, R′ értéke 0-tól (radiális extenzió) lineárisan növekszik a tiszta extenzión (R′ = 0,5), transztenzión (R′ = 1), tiszta eltolódáson (R′ = 1,5), majd transzpresszión (R′ = 2), végül a tiszta kompresszión (R′ = 2,5) keresztül egészen a radiális kompreszszióig (R′ = 3). Az inverzió során kapott, összesen hét feszültségrégiót (provinciát) R′ értékük alapján a diagramon elhelyezve a fészekmechanizmus megoldások pontszerű adataiból alkotott kép további megerősítést nyert. A Dinaridák és a Friuli-zóna területén feltolódásos (TF) és transzpressziós (TS) deformáció az uralkodó. A Keleti-Alpokban és a Pannon-medencében egyértelműen eltolódásos jellegű a domináns deformáció, bár — főleg a medenceterületeken — gyakoriak a markáns, lokális inhomogenitások. Látszik tehát, hogy a terület délnyugati peremvidékeitől a medence belseje felé haladva a feszültségtér jellege fokozatosan változik előbb feltolódásosból (az Adria pereme) transzpressziós (TS) jellegűvé (Dinaridák), majd a medence belsejében eltolódásos (SS), néhol transztenziós (NS) karakterűvé (l. *6. ábra* szelvénye).

Diszkusszió

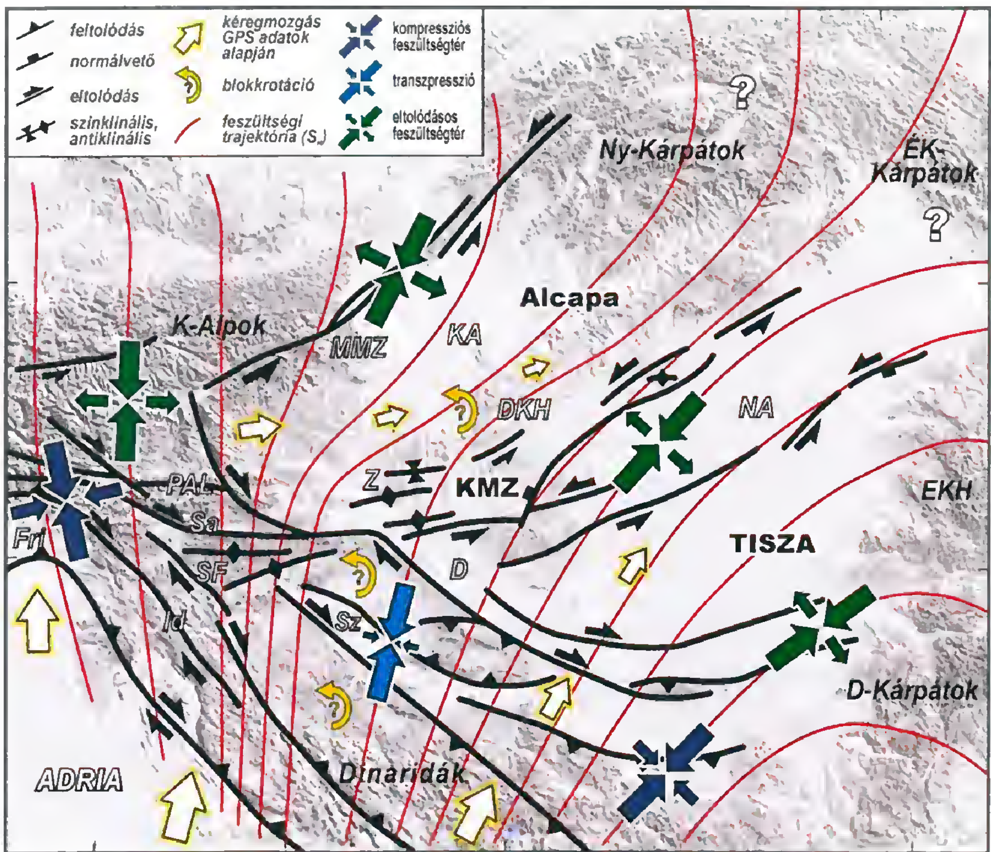
A Pannon-térség recens feszültségterének numerikus (végeselemes) modellezése során kimutattuk, hogy a Pannon-medence térségének legmarkánsabb jelenkori lemeztektonikai folyamata az Adriai-mikrolemez északias mozgása és az óramutató járásával ellentétes értelmű forgása (BADA et al. 1998, 2001). Ez a viszonylag kisméretű litoszféraszegmens déli irányból ütközik, préselődik az Alpi–Dinári orogén övnek. Az Adriai-mikrolemez mozgásának irányát űrgeodéziai mérések (WARD 1994, GRENERCZY et al. 2000, 2005, OLDOW 2002) és szeizmotektonikai vizsgálatok eredményei is (ANDERSON & JACKSON 1987) meggyőzően alátámasztják. Ez a meglehetősen ridegen viselkedő, a mezozoikum és a kora-kainozoikum során az Afrikai-lemezhez tartozó, de ma már ahhoz képest az óramutató járásával ellentétes módon forgó egység a központi Mediterráneum jelenkori geodinamikai képét alapvetően meghatározza (*9. ábra*). Míg délnyugati és délkeleti oldalán, azaz a Calabriai- és a Hellén-ív mentén aktív szubdukció folyik, addig északi és keleti peremein (Alpok, ill. Dinaridák) kontinentális kollízió zajlik, gyakran ferde irányban, épp ezért transzpressziós jelleggel.



9. ábra. Az Alpi–Mediterrán rendszer központi részének topográfiai viszonyai és jelenkori geodinamikai képe a főbb lemezhatárokkal, a fontosabb aktív szerkezetekkel, a feszültségi trajektóriákkal, valamint az űrgeodéziai módszerrel (GPS) meghatározott vízszintes kéregdeformáció jellemző irányával és sebességével. Szerkezeti elemek FACCENNA et al. (2004) nyomán. Az Adriai-mikrolemez peremét vastag sárga vonal jelzi. Rövidítések: APP = Appenninek, BAL = Balkanidák, DIN = Dinaridák, HEL = Hellenidák, KÁRP = Kárpátok

Fig. 9. Topography and present-day geodynamics of the central part of the Alpine–Mediterranean system with the main active structural elements, stress trajectories, and direction and rate of horizontal crustal motions determined by GPS measurements. Structural elements from FACCENNA *et al. (2004). Boundaries of the Adriatic microplate are indicated by thick yellow line. Key to abbreviations: APP = Apennines, BAL = Balkanides, DIN = Dinarides, HEL = Hellenides, KÁRP = Carpathians*

A feszültségadatok és modellezések alapján megállapíthatjuk, hogy főképp a délnyugat felől ható intenzív nyomás felelős a Pannon-térség recens, eltolódásos, ill. kompressziós jellegű feszültségterének létrejöttéért (*9. ábra*). A területen tapasztalt főfeszültégi irányok regionális eloszlása jellegzetes, legyezőszerű képet mutat: a kompresszió (S_H) Friuli-zónában tapasztalt É–D-i iránya délkelet és a medenceterületek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel. Ez a megfigyelés összhangban van az Adria mozgásvektorának hasonló értelmű megváltozásával: míg a Friuli-zóna területén a kollízió ÉÉNy-i irányú, a dalmát partok mentén ez fokozatosan ÉK-i irányúvá fordul (*10. ábra*). Az Adria-



10. ábra. A Pannon-medence és környezetének generalizált jelenkori feszültségi és deformációs képe. A szerkezeti modell a fontosabb aktív szerkezeteket (HORVÁTH et al. 2005, FODOR et al. 2005 és BADA et al. 2007 nyomán), a recens feszültségi trajektóriákat (BADA et al. 2007 nyomán), a vízszintes kéregdeformáció jellemző irányait és sebességét (GRENERCZY et al. 2005 nyomán) és feltételezett pliocén–negyedidőszaki blokkrotációkat (MÁRTON et al. 2000, 2002, 2006 és MÁRTON & FODOR 2003 nyomán) ábrázolja. Rövidítések: D = Dráva-árok, DKH = Dunántúli-középhegység, EKH = Erdélyi-középhegység, Fri = Friuli-zóna, Id = Idrija-törés, Ka = Kisalföld, KMZ = Közép-magyarországi nyírási zóna, MMZ = Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum, Na = Nagyalföld, PAL = Periadriai-lineamentum, Sa = Száva-törés, SF = Száva-redők, Sz = Száva-árok, Z = Zalai-medence

Fig. 10. Generalised stress and strain pattern in the Pannonian Basin and its vicinity. The structural model shows the location and kinematics of major active fault zones (after HORVÁTH et al. 2005, FODOR et al. 2005 and BADA et al. 2007), and the trajectories of maximum horizontal stress directions (after BADA et al. 2007). Horizontal surface motions determined from GPS measurements are simplified after GRENERCZY et al. (2005). Assumed Pliocene through Quaternary counterclockwise block rotations are after MÁRTON et al. (2000, 2002, 2006) and MÁRTON & FODOR (2003). Key to abbreviations: D = Drava trough, DKH = Transdanubian Range, EKH = Apuseni Mts, Fri = Friuli zone, Id = Idrija fault, Ka = Little Hungarian Plain, KMZ = Mid-Hungarian shear zone, MMZ = Mur–Mürz–Žilina lineament, Na = Great Hungarian Plain, PAL = Periadriatic lineament, Sa = Sava fault, SF = Sava folds, Sz = Sava trough, Z = Zala Basin

nyomás hatása a Pannon-medence belsejéig jól nyomon követhető. A rekonstruált feszültségrezsimek azt mutatják, hogy Adriától távolodva ez a hatás egyre kevésbé hangsúlyos (*10. ábra*). Úgy tűnik tehát, hogy az Adriai-mikrolemez északias

mozgásából és forgásából fakadó kompressziós erőhatások a medence belseje felé csillapodva fejtik ki hatásukat. Ez jó összhangban van GRENERCZY et al. (2005) GPS adatok segítségével kidolgozott sebességmodelljével. Eszerint a mozgás nagy része az alpi és dinári orogének belsejében emésztődik fel, míg a medence belsejében a mért sebességek fokozatosan lecsökkennek. Ennek ellenére így is jelentős, 1,5–4 mm/év rövidülés becsülhető a Pannon-medence egészére vonatkozóan (GRENERCZY & BADA 2005), melynek iránya a központi területeken alapvetően DNy–ÉK-i. Megállapíthatjuk tehát, hogy az egymástól független (kőzetfeszültség, űrgeodéziai, szerkezetföldtani) adatrendszerek egyaránt a Pannon-medencében zajló aktív térrövidülést, a medence szerkezeti inverzióját bizonyítják. A Pannon-medence keleti oldalán helyi transztenziót is tapasztalhatunk (*10. ábra*). Ez utalhat arra is, hogy a feszültségteret a litoszféra–asztenoszféra kölcsönhatás lokálisan befolyásolhatja (BECKER 1993), ill. az inverzió idő- és térbeli migrációja ezt a területet csak kevéssé érintette. A jelentős, differenciált függőleges kéregmozgások — a Nagyalföld keleti részének folyamatos süllyedése és az Erdélyi-középhegység gyors kiemelkedése — viszont akár kéregléptékű gyűrődésre, azaz regionális kompressziós hatásra utalhat (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

A Pannon-térség reológiai képe — hasonlóan a feszültségtérhez — jelentős laterális inhomogenitást mutat (LANKREIJER et al. 1997, 1999, CLOETINGH et al. 2005, 2006). A kivékonyodott kérgű, átfűtött medenceterület kőzetmechanikai ellenállása igen alacsony, a kontraszt különösen a Kelet-Európai platformmal és az Adriai-lemezzel összehasonlítva szembetűnő. Mivel a reológiai paramétereket elsősorban a litoszféra hőmérséklete határozza meg (hideg területek: erős litoszféra, meleg területek: „puha", képlékeny litoszféra), ezért nem meglepő, hogy a magas hőárammal jellemezhető Keleti-Alpok szilárdsága is igen alacsony. A Pannon-medence és az alpi orogén litoszférája tehát a lemezen belüli feszültségek hatására viszonylag könnyen deformálódik. Kőzetmechanikai megfontolások alapján — valamint figyelembe véve a térség geodinamikai pozícióját az alpi kollíziós övben — ezeket a területeket jelenleg is aktívan deformálódónak kell tekintenünk. A feszültségek egy jelentős része azonban nem földrengések, hanem képlékeny deformáció vagy a litoszféra meghajlása, gyűrődése útján oldódik ki. Mindez fontos következményekkel bír a vízszintes és függőleges deformáció stílusára és sebességére.

Az Adriai-mikrolemez nagytektonikai pozíciója és deformáció-története az Alpok és a Pannon-medence fejlődésének szempontjából kulcsfontosságú. RATSCHBACHER et al. (1991) analóg modellezés segítségével kimutatták, hogy a Keleti-Alpok oligomiocén fejlődése során a kéregvastagodással egy időben a topográfiai magaslatok területén vízszintes húzófeszültségek hatottak a Keleti-Kárpátok kelet felé hátráló szubdukciós frontjának irányába. A Keleti-Alpok extenziós kollapszusát az alpi orogén öv túlvastagodott és így instabillá vált kérgének oldalirányú szétterülése, extrúziója okozta. Az Alpok kéregvastagodását — így közvetve annak keleti irányú kipréselődését is — az Adriai-mikrolemez északias mozgása, az európai lemezre ható intenzív nyomása okozza, gyakorlatilag a miocén időszak óta folyamatosan. Az Adria mozgásának története a Pannon-medence egykori (paleo-)feszültségtereinek történetére is komoly hatással volt (BADA 1999, FODOR et al. 1999). A deformációs front közelében, azaz a Pannon-medence délnyugati területein (Zala, Mecsek) a szerkezeti inverzió korábban, már a miocén végén elkezdődött. A folyamat időben fokozatosan

terjedhetett a medence belső vidékei felé. Ez azt is jelenti, hogy az inverzió szerkezeti bélyegei a Pannon-medence nyugati területein jóval markánsabbak a keleti térségekhez képest (vö. zalai redők és derecskei transztenzió). A (neo-)tektonikai stílusra jellemző, hogy délnyugaton inkább a (tisztán) kompressziós szerkezetek uralkodnak, ami északkelet felé előbb transzpressziós (Dunántúl), majd eltolódásos, lokálisan transztenziós jelleget ölt (Nagyalföld). Bár az aktív szerkezetek térképezése — részben a feltártsági viszonyok, részben a fiatal üledékek redukált vastagsága vagy éppen hiánya miatt — a Pannon-medencében igen problematikus, a térség neotektonikus szerkezeti viszonyairól elmondhatjuk, hogy a deformáció alapvetően egykori törésvonalak ismételt felújulásához köthető. Ezek a reaktivált törések bonyolult geometriával rendelkező, szélesebb nyírási övekbe rendeződnek (*10. ábra*). Jó példa erre a Közép-magyarországi nyírási öv (BALLA 1984), amely az Alcapa- és a Tisza-egységek között egy könnyen deformálható, többször felújult (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), neotektonikusan aktív zónát alkot.

A feszültségtér numerikus modellezésénél fontos bemenő paraméter volt a vizsgált terület topográfiája és a litoszféra, valamint a kéreg vastagságának megváltozása is. Ezek mind sűrűséganomáliákat hoznak létre a litoszférában, melyek lemezen belüli, gravitációs eredetű feszültségek forrásául szolgálhatnak. Általánosan megfogalmazva: egy kiemelt szerkezeti egység (pl. egy aktív orogén hegylánc, l. Keleti-Alpok) nagyobb helyzeti energiájánál fogva mintegy szétterülni igyekszik és ezért környezetére (pl. egy alacsony fekvésű üledékes medence, l. Pannon-medence) nyomóerővel hat (BIRD 1991). Eközben magában a hegységben tenziós feszültségek léphetnek fel és a terület tágulást szenved el. A magasságeloszlás ismeretében, a sűrűségi viszonyok figyelembevételével, valamint lokális izosztáziát feltételezve a térség gravitációs helyzeti energiája pontról pontra meghatározható, amiből a gravitációs eredetű (lemezen belüli) feszültségek is számolhatók (COBLENTZ et al. 1994). A modellezés során kiderült, hogy a Pannon-medence nyugati vidékein a gravitációs eredetű feszültségek dominálnak: a Keleti-Alpok kiemelt hegyláncai K–ÉK-i irányú nyomóerővel hatnak erre a térségre (BADA et al. 2001). Mindez jó összhangban van a legújabb űrgeodéziai mérések eredményeivel (GRENERCZY et al. 2000, 2005), miszerint ez a terület napjainkban K–ÉK-i irányban mozog (*10. ábra*). Köszönhető ez annak, hogy a rendkívül merev Cseh-masszívum és az észak felé mozgó, ugyancsak rideg Adriai-mikrolemez közé ékelt Alcapa-terrénum egyetlen „menekülési" (*escape*) útvonala keleti irányban, a reológiailag gyenge Pannon-medence felé adódik. A Keleti-Alpok gravitációs eredetű kompressziós hatása miatt a feszültségtér rövid távon (pár 10 km) jelentősen megváltozik: a Dinaridák és Alpok területén tapasztalt északias kompresszió csaknem 90°-ot fordul, és közel K–Ny-i irányt vesz fel. Az irányok váltása a Közép-magyarországi nyírási zónától (KMZ) északra következik be. Maga a KMZ inkább a déli egységek (Tisza, Dinaridák) feszültségterével és kinematikai képével mutat rokonságot. A zalai területen található anomális (keleties) feszültségirányok — bár kevésbé élesen és inkább északkeleti jelleggel — a Dunántúli-középhegységben is tovább nyomozhatók. A feszültségi (S_H) és mozgási (GPS) vektorok tehát igen jó egyezést mutatnak (BADA et al. 2007 — *10. ábra*).

A Pannon-medence tágulását és süllyedését végső soron a Keleti-Kárpátok szubdukciós ívének keleties irányú hátragördülése (*roll-back*) tette lehetővé, amit a

medencerendszer alatt kialakult asztenoszféra felboltozódás tovább erősített (HORVÁTH 1993, CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999). Amikor az alábukó lemez további hátragördülése nem volt lehetséges, a szubdukciós szívóhatás fokozatosan eltűnt (WORTEL & SPAKMAN 2000, HORVÁTH et al. 2006). Mivel a Pannon-medencét minden irányból stabil kontinentális litoszféra egységek keretezik, a kéreg és a litoszféra további extenziójának lehetősége megszűnt. A tektonikai környezet megváltozásának legfontosabb következménye egy új feszültségtér felépülése.

A pannon litoszférára tehát több irányból is nyomóerők hatnak, amelyek közül az Adriai-mikrolemez nyomása és a Keleti-Alpok gravitációs hatása tűnik a legfontosabbnak. Emiatt a tektonikai fejlődés egy új szakasza kezdődött el: a tágulás és a kéregnyúlás befejeztével a Pannon-medence szerkezeti inverziója napjainkban is tart. Ezt az időszakot tekinthetjük a térség neotektonikai időszakának, amelyet fontos szerkezeti események előztek meg. A Kárpátok fő kollíziós fázisa a késő-miocén kezdeti szakaszára (kb. 10–11 M év) tehető (MAȚENCO & BERTOTTI 2000), ami egybe esik a Pannon-medence első inverziós fázisával a kora-pannóniai során (HORVÁTH 1995, FODOR et al. 1999). A pannon litoszféra tágulása ezzel gyakorlatilag befejeződött, amit azonban igen intenzív termikus süllyedés követett a késő-miocén folyamán. Ezt követi a neotektonikus (inverziós) fázis, aminek kezdete a medencerendszer különböző területein jelentősen eltérő lehet. Köszönhető ez egyrészt annak, hogy a lemezen belüli kompressziós feszültségek kiépülése jelentős időt igényelhet, másrészt annak, hogy a medencerendszer központi területei alatt elhelyezkedő asztenoszféra-felboltozódás tenziós feszültségeket indukálhat, ami a horizontális nyomóerők, kompressziós feszültségek hatását gyengítheti, esetenként meghaladhatja. Nem meglepő, hogy az inverzió legkorábbi és legmarkánsabb nyomai a Pannon-medence DNy-i területein nyomozhatók (Száva-redők, Zala). A központi területek inverziója csak később, a pliocéntől kezdődően, ill. a negyedidőszak folyamán indult meg, kelet felé egyre inkább késleltetve és kisebb intenzitással (l. még FODOR et al. 2005b).

A húzófeszültségek megszűntével a kivékonyodott és átfűtött, éppen ezért igen alacsony szilárdságú (CLOETINGH et al. 2006) litoszférával rendelkező Pannon-medence tovább már nem képes tágulni, így fokozatosan összenyomódik, invertálódik. Valószínűleg ennek tudható be a térségben a földkéreg nagy hullámhosszú „gyűrődése" is: miközben a Nagyalföld és a Kisalföld tovább süllyed, a medence peremi és központi területei (pl. a Dunántúli-középhegység) kiemelkednek. A süllyedéstörténeti és feszültségi modellszámítások szerint a negyedidőszaki függőleges deformációs kép kielégítően magyarázható lemezen belüli kompressziós feszültségek hatásával (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

Következtetések

A húzásos eredetű Pannon-medence és a környező orogén hegyláncok jelenleg döntően kompressziós erőhatások alatt állnak. A medencerendszerre ez idő szerint több irányból is aktív nyomófeszültség, kompresszió hat. A Pannon-térség jelenkori deformációjának és szerkezeti inverziójának fő hajtóereje az Adriai-mikrolemez északias mozgása és forgása („Adria-nyomás"). Lényeges, bár lokális a hatása a medencerendszert körülölelő hegyláncok gravitációs (helyzeti) energiatöbbletének

is, ami főleg a Pannon-medence nyugati részein érzékelhető. A kompressziós erőhatások az adriai és alpi perem felől a medence belseje felé továbbítódnak, északkeleti irányban fokozatosan csillapítva. Ennek megfelelően a legintenzívebb deformáció a Déli-Alpokban és Dinári-hegységben tapasztalható, ahol az aktív törésvonalak — többnyire fel- és eltolódások — viszonylag pontosan kijelölhetők. A deformáció mértékének fokozatos csökkenése miatt a Pannon-medencében az aktív szerkezetek, ill. szeizmotektonikus zónák kijelölése, valamint térbeli geometriájuk meghatározása jóval nehezebb feladat. A Pannon-medence új, kompressziós feszültségállapotának kialakulása geológiai skálán mérve csak rövid ideje tart, így a létrejött szerkezetek és folyamatok egyértelmű dokumentálása a geotudományok legkorszerűbb eszköztárának felhasználását követeli meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük a vizsgálatainkhoz nyújtott támogatást az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramoknak (OTKA projekt F043715 és NK60445), valamint a lyukbőség adatokat a Mol Nyrt-nek. Bada G. kutatásai egy jelentős részét hollandiai (Vrije Universiteit Amsterdam) posztdoktori projektje keretében végezte, melyet a Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES) finanszírozott. Köszönjük Damien Delvaux-nak (Royal Museum for Central Africa, Brüsszel), hogy lehetővé tette Tensor programjának használatát. Hálásak vagyunk FODOR Lászlónak (MÁFI), GRENERCZY Gyulának (KGO Penc) és TÓTH Lászlónak (MTA GGKI) hasznos tanácsaikért. A lektorok (Fodor László, MÁFI és KOVÁCS László, Mecsekérc Zrt.) javaslatai és javításai — melyeket ezúton köszönünk — igen hasznosnak bizonyultak. Ezt a tanulmányt kollégánk és barátunk, a fiatalon elhunyt WINDHOFFER Gábor emlékének ajánljuk.

Irodalom — References

ANDERSON, H. & JACKSON, J. 1987: Active tectonics of the Adriatic region. — *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* **91**, 937–983.

BADA, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens. Inferences from kinematic indicators and finite element stress modelling. — PhD dolgozat, Vrije Universiteit Amsterdam, 204 p.

BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 301–327.

BADA, G., GERNER, P., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1998: Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: inferences from finite element modelling. — *Geophysical Journal International* **134**, 87–102.

BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20**, 343–363.

BADA, G., HORVÁTH, F., TÓTH, L., FODOR, L., TIMÁR, G. & CLOETINGH, S. 2006: Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. — In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., STEIN, S. & MEDAK, D. (szerk.): The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards. — *NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer–Verlag* **61**, 385–402.

BADA, G., GRENERCZY, GY., TÓTH, L., HORVÁTH, F., STEIN, S., CLOETINGH, S., WINDHOFFER, G., FODOR, L., PINTER, N. & FEJES, I. 2007: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian basin: seismicity, GPS velocities and stress transfer. — In: STEIN, S. & MAZZOTTI, S. (szerk.): Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. — *Geological Society of America Special Paper* **425**, doi: 10.1130/2007.2425(16), in press.

Balla, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.

Bally, A.W. & Snelson, S. 1980: Realms of subsidience. — In: Miall, A. D. (szerk.): Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. — *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoirs* **6**, 9–75.

Becker, A. 1993: Contemporary state of stress and neotectonic deformation in the Carpathian–Pannonian region. — *Terra Nova* **5**, 375–388.

Bird, P. 1991: Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. — *Geophysical Research Letters* **96**, 10275–10286.

Cloetingh, S., Ziegler, P., Beekman, F., Andriessen, P., Maţenco, L., Bada, G., Garcia-Castellanos, D., Hardebol, N., Dezes, P. & Sokoutis, D. 2005: Lithospheric memory, state of stress and rheology: Neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. — *Quaternary Science Reviews* **24**, 241–304.

Cloetingh, S., Bada, G., Maţenco, L., Lankreijer, A., Horváth, F., Dinu, C., 2006. Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian–Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling — In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (szerk.): European Lithosphere Dynamics. — *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 207–221.

Coblentz, D. D., Richardson, R. M. & Sandiford, M. 1994: On the gravitational potential of the Earth's lithosphere. — *Tectonics* **13**, 929–945.

Csontos, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13.

Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.

Delvaux, D. 1993: The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. — *Terra Abstracts* **5**, no. 216.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. 1997: Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. — *Tectonophysics* **282**, 1–38.

Dövényi, P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. — Kandidátusi értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 120 p.

Dövényi, P., Horváth, F. 1990: Determination of contemporary crustal stress regime in Hungary. — *Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica* **25**, 257–266.

Dövényi, P., Horváth, F. & Fodor, L. 1988: Kőzetfeszültségi viszonyok meghatározási lehetőségeinek vizsgálata mélyfúrásokban lyukbőség adatok alapján. — Kutatási jelentés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 29 p.

Engelder, T. 1993: Stress regimes in the lithosphere. — Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 457 p.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F. 2004: Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. — *Tectonics* **23**, TC1012 10.1029/2002TC001488.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Benkovics, L. & Györfi, I. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.

Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Horváth, F., Cloetingh, S., Palotás, K., Síkhegyi, F. & Timár, G. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.

Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. & Síkhegyi, F. 2005b: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *MÁFI Alk. Kiadv.* **204**, 35–44.

Frisch, W., Kuhleman, J., Dunkl, I., Brügel, A. 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during the late Tertiary tectonic extrusion. — *Tectonophysics* **297**, 1–15.

Gerner, P. 1991: Recens kőzetfeszültség a Dunántúli–középhegységben. — Szakdolgozat, ELTE, Általános Földtani Tanszék, Budapest, 101 p.

Gerner, P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. — *Földtani Közlöny* **122**, 89–105.

Gerner, P., Porjesz, P. & Szafián, P. 1993: Ráfúrásos technikával végzett kőzetfeszültség-mérések Magyarországon. — *Magyar Geofizika* **34**, 134–142.

GERNER, P., BADA, G., DOVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, M.C., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (szerk.): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 269–294.

GÖLKE, M. & COBLENTZ, D. 1996: Origins of the European regional stress field. — *Tectonophysics* **266**, 11–24.

GRENERCZY, GY. & BADA, G. 2005: GPS baseline length changes and their tectonic interpretation in the Pannonian Basin. — *Geophysical Research Abstracts* **7**, no. 04808.

GRENERCZY, GY., KENYERES, A. & FEJES, I. 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. — *Journal of Geophysical Research* **105**, 21835–21846.

GRENERCZY, GY., SELLA, G. F., STEIN, S. & KENYERES, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. — *Geophysical Research Letters* **32**, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.

HANSEN, K. N. & MOUNT, V. S. 1990: Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. — *Journal Geophysical Research* **95**, 1155–1166.

HEIDBACH, O. 2005: Velocity field of the Aegean–Anatolian region from 3D finite element models. — In: WENZEL, F. (ed.): Perspectives in Modern Seismology. — *Lecture Notes in Earth Sciences* **105**, 169–184.

HEIDBACH, O. & DREWES, H. 2003: 3-D Finite Element model of major tectonic processes in the Eastern Mediterranean. In: NIEUWLAND, D. (ed.): New insights into structural interpretation and modelling. — *Geological Society, London, Special Publications* **212**, 259–272.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **225**, 333–358.

HORVÁTH, F. 1995. Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.

HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. 1981: Mechanism for formation of the intra-Carpathian basins: a review. — *Earth Evolution Science* **1**, 307–316.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.

HORVÁTH, F., BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, GY., SÍKHEGYI, F., SZAFIÁN, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L. & TÓTH, T. 2005: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. OTKA T034928 sz. projekt, zárójelentés. — ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, 38 p.

HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): European Lithosphere Dynamics. — *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206.

ILIĆ, A. & NEUBAUER, F. 2005: Tertiary to recent oblique convergence and wrenching of the Central Dinarides: Constraints from a palaeostress study. — *Tectonophysics* **410**, 465–484.

JAROSIŃSKI, M. 1998: Contemporary stressfield distortion in the Polish part of the Western Outer Carpatian and their basement. — *Tectonophysics* **297**, 91–119.

JAROSIŃSKI, M. 2005: Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. — *Tectonophysics* **410**, 189–216.

JAROSIŃSKI, M., BEEKMAN, F., BADA, G. & CLOETINGH, S. 2006: Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: Insights from FEM modelling. — *Geophysical Journal International* **167**, 860–880.

KASTRUP, U., ZOBACK, M. L., DEICHMANN, N., EVANS, K. F., GIARDINI, D. & MICHAEL, A. J. 2004: Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. — *Journal of Geophysical Research* **109**, B01402, doi: 10.1029/2003JB002550.

KOVÁCS, P. 1994: Determination of lithosperic horizontal stress directions for Hungary on the base of breakout analysis. — Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 62 p.

LANKREIJER, A., MOCANU, V. & CLOETINGH, S. 1997: Lateral variations in lithospheric strength in the Romanian Carpathians, constraints on basin evolution. — *Tectonophysics* **272**, 433–451.

LANKREIJER, A., BIELIK, M., CLOETINGH, S. & MAJCIN, D. 1999: Rheology predictions across the western Carpathians, Bohemian massif, and the Pannonian basin: Implications for tectonic scenarios. — *Tectonics* **18**, 1139–1153.

MARIUCCI, M. T., AMATO, A., GAMBINI, R., GIORGIONI, M. & MONTONE, P. 2002: Along depth stress rotations and active faults: an example in a 5-km deep well of southern Italy. — *Tectonics* **21**, doi:10.1029/2001TC001338.

MAROVIĆ, M., DJOKOVIĆ, I., PEŠIĆ, L., RADOVANOVIĆ, S., TOLJIĆ, M. & GERZINA, N. 2002: Neotectonics and seismicity of the southern margin of the Pannonian basin in Serbia. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 277–295.

MAŢENCO, L. & BERTOTTI, G. 2000: Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). — *Tectonophysics* **316**, 255–286.

MÁRTON, E. 1985: Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpath–Balkan areas. — In: ROBERTSON, A. H. F. & DIXON, J. E. (eds): The geological evolution of the Eastern Mediterranean. — *Geological Society, London, Special Publications* **17**, 645–654.

MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.

MÁRTON, E., KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. 2000: Miocene rotations in the Eastern Alps — palaeomagnetic results from intramontane basin sediments. — *Tectonophysics* **323**, 163–182.

MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H. & KEVRIĆ, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* **34**, 627–651.

MÁRTON, E., JELEN, B., TOMLJENOVIĆ, B., PAVELIĆ, D., POLJAK, M., MÁRTON, P., AVANIĆ, R. & PAMIĆ, J. 2006: Late Neogene counterclockwise rotation in the SW part of the Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **57**, 41–46.

MCCLUSKY, S. C., BALASSANIAN, S., BARKA, A. A., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GÜRKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDSE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIA, M., OUZOUNIS, A., PARADISISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R. E., SANLI, I., SEEGER, H., TEABLEB, A., TOKSÖZ, N. & VEIS, G. 2000: Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. — *Journal of Geophysical Research* **105**, 5695–5719.

MEIJER, P. TH. & WORTEL, M. J. R. 1997: Present-day dynamics of the Aegean region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. — *Tectonics* **16**, 879–895.

MUÑOZ MARTIN, A., CLOETINGH, S., DE VICENTE, G. & ANDEWEG, B. 1998: Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (Central Spain). — *Tectonophysics* **300**, 47–62.

MÜLLER, B., ZOBACK, M. L., FUCHS, K., MASTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANSSON, O. & LJUNGGREN, C. 1992: Regional pattern of tectonic Stress in Europe. — *Journal of Geophysical Research* **97**, 11783–11803.

MÜLLER, B., WEHRLE, V., ZEYEN, H. & FUCHS, K. 1997: Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. — *Tectonophysics* **275**, 199–219.

OLDOW, J. S., FERRANTI, L., LEWIS, D. S., CAMPBELL, J. K., D'ARGENIO, B., CATALANO, R., PAPPONE, G., CARMIGNANI, L., CONTI, P. & AIKEN, C. L. V. 2002: Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. — *Geology* **30**, 779–782.

PHILIP, H. 1987: Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. — *Annales Geophysicae* **5B/3**, 301–320.

RAGG, S., GRASSO, M. & MÜLLER, B. 1999: Patterns of tectonic stress in Sicily from borehole breakout observations and finite element modelling. — *Tectonics* **18**, 669–685.

RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. — *Tectonics* **10**, 245–256.

REBAÏ, S., PHILIP, H. & TABOADA, A. 1992: Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scale. — *Geophysical Journal International* **110**, 106–140.

REINECKER, J., HEIDBACH, O., TINGAY, M., SPERNER, B. & MÜLLER, B. 2005: The release 2005 of the World Stress Map. — Elérhető online: http://www.world-stress-map.org

ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIEL, C. 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. — *Geological Society of America Bulletin* **93**, 717–725.

SPERNER, B., MÜLLER, B., HEIDBACH, O., DELVAUX, D., REINECKER, J. & FUCHS, K. 2003: Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. — In: NIEUWLAND, D. (ed.): New insights into structural interpretation and modelling. — *Geological Society, London, Special Publications* **212**, 101–116.

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.

TÓTH, L., MÓNUS, P. & ZSÍROS, T., 2000. Magyarországi Földrengések Évkönyve 1999. — Georisk Ltd., Budapest, 71 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M., KOSZTYU, Z., 2001. Magyarországi Földrengések Évkönyve 2000. — GeoRisk Ltd., Budapest, 98 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T. & KISZELY, M. 2002a: Seismicity in the Pannonian Region – earthquake data. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 9–28.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & KOSZTYU, Z. 2002b: Magyarországi Földrengések Évkönyve 2001. — GeoRisk, Budapest, 77 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2003: Magyarországi Földrengések Évkönyve 2002. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 104 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2004: Magyarországi Földrengések Évkönyve 2003. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 136 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2005: Magyarországi Földrengések Évkönyve 2004. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 94 p.

TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2006: Magyarországi Földrengések Évkönyve 2005. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 79 p.

WARD, S.N. 1994: Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. — *Geophysical Journal International* **117**, 441–452.

WINDHOFFER, G., BADA, G., DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 2001: Új kőzetfeszültség meghatározások Magyarországon lyukfaldeformációs mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **131**, 541–560.

WINDHOFFER, G., BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., SZAFIÁN, P. & TIMÁR, G. 2003: Pull-apart basin evolution and fault reactivation: A case study of the Derecske trough, Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **5**, no. 04140.

WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2000: Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. — *Science* **209**, 1910–1917.

ZAKÓ, T. & BENCSIK, I. 1996: A Csólyóspálos Keleti területen végzett rétegrepesztés geológiai és műszaki vonatkozásai. — *Kőolaj és Földgáz* **29**, 226–233.

ZOBACK, M. L. 1992: First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. — *Journal of Geophysical Research* **97**, 11703–11728.

ZOBACK, M. L. & ZOBACK, M. 1980: State of stress in the conterminous United States. — *Journal of Geophysical Research* **85**, 6113–6156.

ZOBACK, M. L. & ZOBACK, M. 1989: Tectonic stress field of the continental United States. — In: PAISER, L. C. & MOONEY, W. D. (eds): Geophysical Framework of the Continental United States. — *Geological Society of America, Memoir* **172**, 523–539.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 17.

Földtani Közlöny 137/3, 359–368. (2007) Budapest

Osumilit-(Mg), egy új hazai ásvány egy badacsonyi buchit xenolitból

Osumilite-(Mg) in a buchite xenolith from Badacsony — a new mineral in Hungary

TÖRÖK Kálmán[1]

(3 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: osumilit-(Mg), buchit, Badacsony, xenolit
Keywords: osumilite-(Mg), buchite, Badacsony, xenolith

Abstract

This paper reports on the first finding in Hungary of osumilite-(Mg), an important high temperature mineral in Hungary. The osumilite-(Mg)-bearing buchite xenolith was found in the basalt quarry located north of Badacsonytördemic. The xenolith is macroscopically very similar to those described earlier from Szigliget (TÖRÖK 2002). It consists mainly of quartz with subordinate feldspars and magnetite. The xenolith is cut by abundant dark grey to black melt veins. Several mineral parageneses were observed in the melt veins of the xenolith during microscopy and scanning electron microscopy (clinopyroxene + plagioclase + magnetite ± orthopyroxene ± K-feldspar ± ternary feldspar, olivine + anorthite + magnetite, cordierite + K-feldspar ± orthopyroxene ± hercynitic spinel, and osumilite-(Mg) ± cordierite ± magnetite ± orthopyroxene). This study deals in detail only with the osumilite-(Mg)-bearing parageneses in detail.

The osumilite-(Mg) and the the osumilite-(Mg)-bearing parageneses were formed from a quartz-rich, muscovite-bearing assemblage which may have contained biotite under relatively oxydizing environment (within the stability field of magnetite) characterized with low water activity. Based on the mineral assemblages and the structure of the crust beneath the Balaton Highlands (SZAFIÁN et al. 1999) the xenolith originates from a maximum depth of about 15 km ($p < 400$ MPa) and underwent a heating of up to 950–1100 °C.

Összefoglalás

A tanulmány egy fontos, nagy hőmérsékletet jelző ásvány, az osumilit-(Mg) első magyarországi előfordulását dokumentálja. A korábban Szigligetről leírt buchitzárványokhoz (TÖRÖK 2002) makroszkóposan igen hasonló xenolit a Badacsonytördemictől északra levő kőfejtőből került elő. A xenolit túlnyomórészt kvarcból áll, alárendelten tartalmaz földpátokat és magnetitet. A zárványt számos sötétszürke-fekete kőzetüvegér szeli át. Vékonycsiszolatos, valamint pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata során a xenolitot átszelő olvadékerekben többféle ásványegyüttest figyeltem meg (klinopiroxén + plagioklász + magnetit ± ortopiroxén ± kálifoldpát ± terner földpát, olivin + anortit + magnetit, cordierit + káliföldpát ± ortopiroxén ± hercynit, illetve osumilit-(Mg) ± cordierit ± magnetit ± ortopiroxén), melyek közül ebben a munkában a Magyarországról eddig még le nem írt osumilit-(Mg)-t is tartalmazó ásványegyütteseket részleteztem.

Az irodalmi adatokkal összhangban az osumilit-(Mg) és az azt kísérő ásványok egy kvarcban gazdag, muszkovitot és valószínűleg biotitot tartalmazó paragenezis megolvadásával jöttek létre viszonylag oxidatív (a magnetit stabilitási mezején belül) és alacsony vízaktivitással jellemezhető környezetben. A xenolit származási mélysége az ásványegyüttesek és a kéreg felépítése alapján (SZAFIÁN et al. 1999) megadott maximális 400 MPa maximális nyomás alapján legfeljebb 15 km lehet, ásványegyüttesei 950–1100 °C hőmérsékleten alakultak ki.

[1]Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest Kolumbusz u. 17–23.
e-mail: torokklm@elgi.hu

Bevezetés

Az osumilit-(Mg) a milarit csoport tagja, melybe dupla hatos gyűrűs felépítésű ritka cikloszilikátok tartoznak. A csoport általános képlete: $CA_2B_2DT(2)_3T(1)_{12}O_{30} \cdot 0–2\ H_2O$ (FORBES et al. 1972). A D és a B pozíciók az osumilit-(Mg)-ben nincsenek betöltve, ennek megfelelően a képlete: $(K, Na)(Mg, Fe^{2+})_2(Al, Fe^{3+})_3(Si, Al)_{12}O_{30}$. Az ásványt Osumi provinciából Kyushuból, Japánból MIYASHIRO (1956) írta le először. Azóta a világ számos pontjáról leírták különböző magmás és metamorf kőzetekben.

Az irodalmi adatok alapján az osumilit többféle keletkezése ismert:

1. Változatos összetételű magmás kiömlési kőzetek (riolit, trachit, dácit, ultrakáli kőzetek) mátrixában, vagy fenn-nőtt formában az üregekben (pl. SCHREYER et al. 1983; PARODI et al. 1989; CARLIER et al. 1994). A kiömlési kőzetek mátrixában a szilikátolvadékból kristályosodik, vagy magmakeveredés során Mg-gazdag biotit (flogopit) reakciójából képződik hipersztén és hercynites spinell társaságában (pl. CARLIER et al. 1994).

2. Bázisos magmás kőzetek nagy hőmérsékletű kontaktusán, illetve részleges olvadást szenvedett buchit xenolitjaiban (pl. BERG & WHEELER 1976; ARIMA & GOWER 1991; SCHREYER et al. 1983, 1986). Az előbbi esetében ortopiroxénnel, cordierittel, plagioklásszal, káliföldpáttal, esetenként gránáttal társul. Buchitokban általában cordierittel, spinell-lel (hercynit-spinell összetételű), mullittal, tridimittel, cristobalittal együtt található.

3. Nagy hőmérsékletű, illetve igen nagy hőmérsékletű kis és közepes nyomású metapelites granulitok indexásványaként gránáttal, cordierittel, ortopiroxénnel, sillimanittal, zafirinnel, spinell-lel, káliföldpáttal alkothat stabil ásványegyüttest (pl. GREW 1982; HARLEY 1986; HOLLAND et al. 1996; DAS et al. 2001).

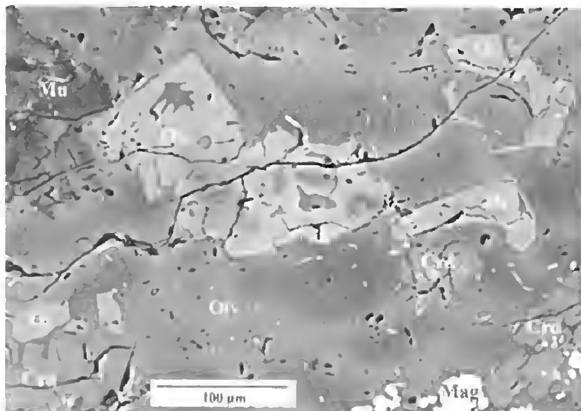
Magyarországon osumilitet KOCH (1985) említ a tarpai Nagy-hegy dacitjának repedéseiből, illetve az agglomerátumból epidottal társulva. A tarpai osumilit mikroszondás újravizsgálata alapján azonban kiderült, hogy az ásványt inkább roedderitnek nevezhetjük (FEHÉR & SZAKÁLL 2002). A roedderit ugyanúgy a milaritcsoportba tartozik, csak kémiai összetételében $[(Na, K)_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_{12}O_{30}]$ különbözik az osumilittől, azaz több alkáliát tartalmaz, valamint nincs benne Al és Fe^{3+}.

A Balaton-felvidéki bazaltokból származó világos, kvarcban gazdag, igen nagy hőmérsékletű kontakt metamorfózist szenvedett xenolitok (ún. buchitok) vizsgálata során került a kezembe egy badacsonyi xenolit, melynek pásztázó elektronmikroszkópos, illetve elektronmikroszondás (EDS) vizsgálata során több más ásvánnyal együtt, osumilit-(Mg)-t határoztam meg. E közlemény célja, hogy a buchitban előforduló osumilit-(Mg) kémiai összetételének, ásványparagenezisének, képződési körülményeinek bemutatásával egy ritka, de fontos indexásvány első magyarországi előfordulását dokumentáljam.

Mintaleírás

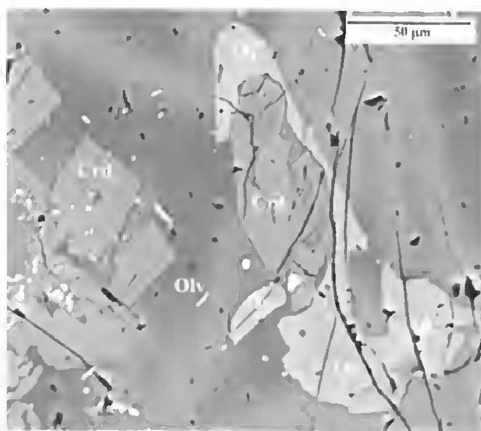
A minta a Badacsony Ny-i oldaláról származik, a Badacsonytördemictől északra levő kőfejtőből. A xenolit makroszkóposan kb. 8–10 cm-es hosszúkás, szabálytalan alakú, fehér színű, szerteágazó sötétszürke-fekete erekkel szabdalt, repedezett kőzet.

A fehér színű részek kristályosak, szemcséi szabad szemmel elkülöníthetőek. A sötétszürke-fekete színű erek üvegszerűek, bennük szabad szemmel nem fedezhetők fel szemcsék. Mikroszkópi vizsgálatok szerint a fehér részeket túlnyomórészt kvarc alkotja, nagyon ritkán egy-egy plagioklásszal, vagy káliföldpáttal. A sötét erek anyaga izotróp kőzetüveg, melyben lekerekített, repedezett, többé-kevésbé megolvadt kvarcot, magnetitet, klinopiroxént, ortopiroxént és nagyon apró meghatározhatatlan ásványokat találtam. Az erekben helyenként feltűnő a magnetit dúsulása. A xenolit nagyon finom szemcsés anyagának vizsgálatához EDX detektorral felszerelt pásztázó elektronmikroszkópot használtam. A vizsgálatok során többféle ásványegyüttesre bukkantam. A xenolit szélén klinopiroxén + plagioklász + magnetit ± ortopiroxén ± káliföldpát ± terner földpát, olivin + anortit + magnetit, illetve cordierit + káliföldpát ± ortopiroxén ± hercynit együttest határoztam meg. Ez utóbbi esetében az ortopiroxén és a hercynit mennyisége alárendelt, a cordieritben és a káliföldpátban találhatóak elszórtan zárványként. A xenolit belsejében lévő egyes olvadékos erekben találhatóak az osumilit-(Mg)-t és/vagy cordieritet tartalmazó ásványegyüttesek. Itt az osumilit-(Mg) előfordulhat xenomorf, hipidiomorf szemcsékként magányosan az olvadékban, vagy cordierittel, magnetittel, ortopiroxénnel, esetenként kvarccal alkothat ásványegyütteseket (*1.*, *2. ábra*). A cordierit szintén előfordulhat magányosan, illetve magnetittel, ortopiroxénnel, ritkábban újonnan kristályosodott tűszerű, megnyúlt kvarccal. Az osumilit-(Mg)-t és cordieritet tartalmazó ásványegyüttesek jellemzően szétesett, muszkovitra emlékeztető pszeudo-



1. ábra. Osumilit-(Mg) (Os), cordierit (Crd), magnetit (Mag) és muszkovit reliktum (Mu) kőzetüvegben (Olv) a badacsonyi buchitból. Visszaszórt elektronkép

Fig. 1. Osumilite-(Mg) (Os), cordierite (Crd) magnetite (Mag) and relic muscovite (Mu) in silicate glass (Olv) from the buchite xenolith of Badacsony. Backscattered electron image



2. ábra. Osumilit-(Mg) (Os), cordierit (Crd) és magnetit (fehér szemcsék), kőzetüvegben (Olv) a badacsonyi buchitból. Visszaszórt elektronkép

Fig. 2. Osumilite-(Mg) (Os), cordierite (Crd) and magnetite (white grains) in silicate glass (Olv) from the buchite xenolith of Badacsony. Backscattered electron image

morfózák közelében találhatók, esetenként azok maradványait zárványként magukban foglalják. Az osumilit-(Mg)-s, cordierites ásványegyüttesek mellett ortopiroxén, magnetit, kvarc együttese is megfigyelhető.

Az osumilit-(Mg) kémiai összetétele

Az osumilit-(Mg)-szemcsékből EDX detektorral felszerelt AMRAY 1810I pásztázó elektronmikroszkóppal készítettem elemzéseket az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén. Standardként természetes kaersutitot használtam. Az ásványösszetételek számolásakor ZAF korrekciót alkalmaztam. Az adatok alapján az elemzett osumilitek a Mg-domináns osumilit ásványfajhoz állnak közel, tehát osumilit-(Mg)-nek nevezhetők. Némelyik elemzés (*I. táblázat, 4., 5. oszlop*) azt mutatja, hogy az osumilithez egy kevés roedderit-komponens is keveredhet. Ezekben az ásványokban az alkáliák és a szilícium mennyisége egy kicsit nagyobb, az alumínium pedig kevesebb.

I. táblázat. A badacsonyi buchit xenolitban mért osumilit-(Mg) kémiai összetétele tömegszázalékban. A kationszámolásokat 30 oxigénre végeztem

Table I. Chemical composition of osumilite-(Mg) (in wt%) from the buchite of Badacsony. Cation numbers are based on 30 oxygens

	1.	2.	3.	4.	5.
Na_2O	0,35	0,36	0,31	0,38	1,51
MgO	6,99	7,25	6,88	7,63	8,27
Al_2O_3	24,65	24,02	24,29	19,5	16,24
SiO_2	59,78	60,16	60,13	61,54	65,87
K_2O	4,19	4,19	4,18	4,23	2,94
FeO	3,74	3,71	3,57	6,34	4,97
összes	99,71	99,68	99,36	99,64	99,84
Na	0,11	0,12	0,1	0,13	0,49
Mg	1,74	1,8	1,71	1,92	2,05
Al	4,85	4,72	4,79	3,89	3,19
Si	9,98	10,04	10,06	10,41	10,96
K	0,89	0,89	0,89	0,91	0,62
Fe	0,52	0,52	0,50	0,90	0,69
összes kation	18,10	18,10	18,05	18,16	17,99
mg#	0,77	0,78	0,77	0,68	0,75
Si	9,98	10,04	10,06	10,41	10,96
AlIV	2,02	1,96	1,94	1,59	1,04
sum T	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0
AlVI	2,83	2,76	2,85	2,3	2,15
Fe^{3+}	0,17	0,24	0,15	0,7	0,69
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,16
sum Z	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
Fe^{2+}	0,35	0,28	0,35	0,2	0,0
Mg	1,74	1,8	1,71	1,92	1,89
sum Y	2,09	2,08	2,06	2,12	1,89
Na	0,11	0,12	0,1	0,13	0,49
K	0,89	0,89	0,89	0,91	0,62
sum X	1,0	1,01	0,99	1,04	1,11
sumcat	18,1	18,1	18,05	18,16	17,99

FeO* = összes vas FeO-ként mérve.
FeO = all iron as FeO.*

Az osumilit-(Mg) képződési körülményei

Az irodalmi adatok alapján az osumilitfélék egyes savanyú magmás kőzetekben, valamint nagy hőmérsékletű (800–850 °C felett), kis és közepes nyomású (kb. 1100 MPa-ig) granulitokban fordul elő jellemzően kis vízaktivitás mellett (HARLEY & THOMPSON 2005). A granulitokban jellemzően nagy Mg-tartalom esetén (X_{Mg} > 0,6; CARRINGTON & HARLEY 1995) találhatjuk. Általában biotitot és/vagy cordieritet tartalmazó ásványegyüttes progresszív metamorfózisával képződik. OLESCH & SEIFERT (1981) kísérleteivel kimutatta, hogy vízben gazdag környezetben az osumilit stabilitási mezeje

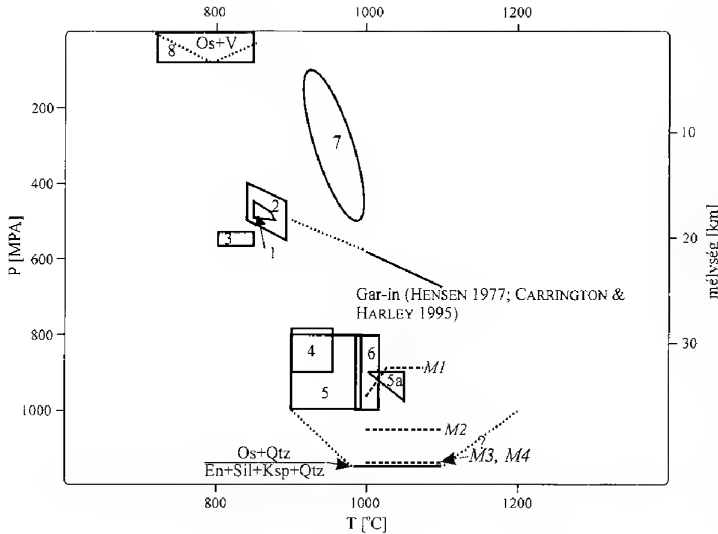
nagyon szűk (p < 80 MPa, T= 765–800 (830) °C). További kísérleti munkák (pl. HENSEN 1977; AUDIBERT et al. 1995; CARRINGTON & HARLEY 1995) azt mutatják, hogy csökkenő vízaktivitás mellett az osumilit stabilitási mezeje jelentősen kitágul a P–T mezőben.

Az osumulit felső nyomáskorlátját MOTOYOSHI et al. (1993) határozta meg (kb. 1150 MPa 975 és 1100 °C között) a KMAS-rendszerben végzett kísérletei alapján (*3. ábra*). Ennél nagyobb nyomáson az osumilit + kvarc szétesik és ensztatit, sillimanit, káliföldpát valamint kvarc keletkezik. Az ensztatit + sillimanit, illetve még nagyobb nyomáson az ensztatit + kianit a nagy hőmérsékletű, nagy nyomású metapelites granulitok jellegzetes ásványtársulása. Hasonló eredményekre jutott AUDIBERT et al. (1995) is. Nevezett szerzők különböző KFMAS kiinduló összetételeket használtak (mg# = 65,6–89,7). A két legnagyobb mg#-ú sorozat (mg# = 81,6–89,7) felső nyomáskorlátja 1110 és 1200 MPa között volt, azaz nem különbözött jelentősen a tiszta KMAS-rendszertől. A kisebb mg#-mal jellemezhető mintákban az osumilit stabilitási mezeje ennél kissé alacsonyabb (*3. ábra*), azaz a mg# csökkenése a felső nyomáskorlát csökkenését vonja maga után. CARRINGTON & HARLEY (1995) az osumilit felső nyomáskorlátját egy kicsit alacsonyabbnak gondolják, szerintük az nem haladja meg a 1070 MPa-t. SCHREYER et al. (1983) az irodalomban fellelhető osumilit-összetételi adatokat keletkezésük szerint csoportosítva arra a megállapításra jutott, hogy a nagy mg#-értékkel rendelkező osumilitek egyaránt előfordulhatnak nagyobb nyomású granulitokban és a felszínhez közeli nagy – igen nagy hőmérsékletű környezetekben, addig a vasban gazdagabb példányok képződése csak a kisebb nyomású, felszínhez közeli régiókhoz köthető. Az idézett kísérleti munkákból kitűnik, hogy az osumilit önmagában nem igazán jó nyomásindikátor. A vizsgált xenolitban talált osumilitek magnéziumban viszonylag gazdagok, mg#-uk beleesik az AUDIBERT et al. (1995) által vizsgált intervallumba, azaz stabilitási mezeje tág nyomáshatárok közé esik. A xenolit képződési nyomásának szűkebb korlátok közé szorításához meg kell vizsgálnunk az ásványegyüttes egészét. Ha azonban az osumilit, illetve az osumilitet tartalmazó ásványegyüttesek stabilitását tárgyaló petrogenetikai hálókat nézzük, problémákba ütközünk, mert kiderül, hogy azok mind csak a nagyobb nyomástartományokat (p > 500 MPa) tekintik. A buchitok viszont ennél tipikusan alacsonyabb nyomáson keletkeznek (lásd pl. GRAPES 1986; TÖRÖK 2002).

A következőkben áttekintjük azokat az ásványegyütteseket, illetve kísérleti munkákat, melyek segítségével a xenolitunkban talált osumilites ásványegyüttes képződési nyomását kicsit jobban behatárolhatjuk. A fent nevezett szerzők által megállapított felső nyomáskorlát szűkítését jelenti DAS et al. (2001) kísérleti munkája. Nevezett szerzők az osumilit + spinell stabilitási mezejét vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy az osumilit + magnetit együttes stabilitási mezeje 700 MPa nyomás alatt van.

A felső nyomáskorlát szűkítésének további lehetőségét a gránátot tartalmazó, illetve gránátmentes osumilites ásványegyüttesek összehasonlítása kínálja számunkra.

HENSEN (1977) kísérletei szerint a cordierit, hipersztén, osumilit együttes viszonylag alacsony nyomáson (590–670 MPa alatt) stabil 1000–1100 °C hőmérsékleten (*3. ábra*). Ennél nagyobb nyomáson már gránát is képződik.



3. ábra. Az osumilit és az osumilites ásványegyüttesek stabilitási viszonyai irodalmi adatok alapján

Pontozott vonal, Os+V = az osumilit stabilitása víztelített rendszerben (OLESCH & SEIFERT 1981);

Os + Qtz = En + Sil + Ksp + Qtz reakció, az osumilit felső nyomáskorlátja MOTOYOSHI et al. (1993) szerint. (V – vízgőz, Os – osumilit, Qtz – kvarc, En – ensztatit, Sil – sillimanit, Ksp – káliföldpát).

Gar „be" = gránát belépése, HENSEN (1977) alapján.

Szaggatott vonalak = az osumilit felső nyomáskorlátja, különböző magnéziumtartalmú kiinduló kőzetekben AUDIBERT et al. (1995) szerint.

M1: X_{Mg}= 65,6; M2: X_{Mg}= 73,5; M3, M4: X_{Mg}= 81,6 és 89,7.

1. Osumilit-ortopiroxén-cordierit együttes stabilitási mezeje a Naini Komplexumból, Kanada (BERG & WHEELER 1976), CARRINGTON & HARLEY (1995) szerint újraértékelve.
2. Az osumilit-cordierit-ortopiroxén-káliföldpát-kvarc ásványegyüttes képződési P–T körülményei hercynit-kvarc granulitban, Namaqualand, WATERS (1991) szerint.
3. Ortopiroxén-osumilit együttes, Rogaland, JANSEN et al. (1985) adatait HOLLAND et al. (1996) számolta át.
4. Gránátmentes osumilites együttesek képződési körülményei a Sand Hill Big Pond gabbrónórit-intrúziójának kontakt udvarából, Kelet-Labradorról, Kanada, ARIMA & GOWER (1991) alapján CARRINGTON & HARLEY (1995) által reinterpretált adat.
5. Osumilit-zafirin-kvarc-granulitok képződési P–T körülményei, Enderby Land, Antarktisz (ELLIS 1980).

5a. Az előző P–T mező reinterpretációja CARRINGTON & HARLEY (1995) szerint.

6. Osumulit- és zafirintartalmú granulitok P–T mezeje Kelet-Ghatsi övezet, India, BHATTACHARYA & KAR (2002) szerint.
7. Magmás osumilit (CARLIER et al. 1994).
8. Az osumilit képződési körülményei egy káliföldpát-flogopit-hercynit-Ti-magnetit xenolit üregeiben hematittal és pszeudobrookittal, PARODI et al. (1989) szerint.

Fig. 3. Stability relations of osumilite and osumilite-bearing assemblages according to literature data

Dotted line, Os+V = stability of osumilite in a water saturated system (OLESCH & SEIFERT 1981).

Os + Qtz = En + Sil + Ksp + Qtz reaction, the upper stability limit of osumilite according to MOTOYOSHI et al. (1993) (V – vapor, Os – osumilite, Qtz – quartz, En – enstatite, Sil – sillimanite, Ksp – K-feldspar).

Gar „be" = garnet in according to HENSEN (1977).

Broken lines = the upper pressure limit of osumilite stability in metapelites with different magnesium content (AUDIBERT et al. 1995).

M1: X_{Mg}= 65.6; M2: X_{Mg}= 73.5; M3, M4: X_{Mg}= 81.6 and 89.7.

1. Stability field of osumilite-orthopyroxene-cordierite assemblage from the Nain Complex, Canada (BERG & WHEELER 1976), recalculated by CARRINGTON & HARLEY (1995).

2. P–T conditions of formation of osumilite-cordierite-orthopyroxene-K-feldspar-quartz assemblage in a hercynite-quartz granulite from Namaqualand, according to WATERS (1991).

3. Orthopyroxene-osumilite assemblage, Rogaland, data of JANSEN et al. (1985) were recalculated by HOLLAND et al. (1996).

4. Conditions of formation of garnet-free osumilite-bearing assemblages from the contact zone of the Sand Hill Big Pond gabbronorite intrusion East-Labrador, Canada Data of ARIMA & GOWER (1991) reinterpreted by CARRINGTON & HARLEY (1995).

5. P–T conditions of formation of osumilite-zapphirine-quartz granulites, Enderby Land, Antarctica (ELLIS 1980).

5a. Reinterpretation of the previous field by CARRINGTON & HARLEY (1995).

6. P–T field of osumilite- and zapphirine-bearing granulites, Eastern Ghats Belt, India, according to BHATTACHARYA & KAR (2002).

7. Magmatic osumilite, according to CARLIER et al. (1994).

8. Conditions of formation of osumilite in association with hematite and pseudobrookite in vugs of a K-feldspar-phlogopite-Ti-magnetite xenolith, accoeding to PARODI et al. (1989).

A kísérleti eredmények mellett érdemes megvizsgálni néhányat a természetes előfordulások közül is és azokat összevetni a kísérleti adatokkal. BERG & WHEELER (1976) osumilitet talált a labradori Naini Anortozit Komplexum kontaktusán granulitban. Az osumilittel kvarc, hipersztén, ortoklász, cordierit, plagioklász társul.

Ritkán a gránát is megjelenhet az ásványegyüttesben. A képződési körülményeket a szerzők a környező kőzetek alapján határozták meg (p = 500 MPa, T = 700–900 °C). CARRINGTON & HARLEY (1995) kísérleti munkája alapján a hőmérsékleti intervallumot szűkítette hasonló nyomást feltételezve (p = 450–500 MPa, T = 850–880 °C). Érdemes megjegyezni, hogy nevezett szerzők szerint egy kicsit nagyobb nyomáson már a gránát is stabil lenne azaz, HENSEN & GREEN (1972) adataival megegyezően azt gondolják, hogy a gránát ilyen kőzetösszetételi feltételek mellett (X_{Mg} = 0,74) 900 °C hőmérsékleten kb. 500 MPa felett stabil. CARRINGTON & HARLEY (1995) arra is rámutatnak, hogy alacsonyabb X_{Mg} mellett a gránát stabilitási mezeje kiszélesedik a kisebb nyomástartományok felé, tehát a gránát esetenkénti megjelenése a kőzet magnéziumtartalmának helyi változásaitól is függhet.

WATERS (1991) szintén leírt gránátmentes osumilit, cordierit, ortopiroxén, káliföldpát, kvarc együttest Dél-Afrikából (Namaqualand) hercynit-kvarc-tartalmú granulitokból. Az együttes képződési körülményeit 400–500 MPa-ra és 830–890 °C-ra becsülte. Ebben az esetben is előfordulnak szórványosan gránátot tartalmazó ásványegyüttesek.

Hasonló gránátmentes osumilit-ortopiroxén ásványegyüttest írt le JANSEN et al. (1985) az Egersund–Ogna anortozitkomplexum kontakt zónájából, Rogalandról, Dél-Norvégiából. A P–T körülményeket kb. 400 MPa-ra tette 750–1050 °C-on. HOLLAND et al. (1996) termodinamikai alapú reinterpretációjában kissé magasabb nyomást (kb. 550 MPa) tartott valószínűnek és a hőmérsékletet is szűkebb korlátok közé tette (800–850 °C).

További gránátmentes osumilites ásványegyütteseket (osumilit-zafirin-cordierit, osumilit-cordierit-sillimanit-kvarc, osumilit-cordierit-káliföldpát-kvarc, osumilit-cordierit-ortopiroxén-kvarc és osumilit-ortopiroxén-káliföldpát-kvarc) írt le ARIMA & GOWER (1991) a Sand Hill Big Pond gabbrónórit-intrúzió kontakt udvarából, Kelet-Labradorról, Kanadából. Az itt becsült nyomásértékek jelentősen magasabbak a fentebb említetteknél. Nevezett szerzők 700–810 MPa nyomást publikáltak 850–950 °C hőmérséklet mellett. CARRINGTON & HARLEY (1995) kísérleti adatainak fényében 780–900 MPa nyomást és 900–950 °C hőmérsékletet javasolt, a gránát hiányát pedig a kőzet nagy Mg-tartalmával indokolta (0,74 < X_{Mg} < 0,88).

A teljesség érdekében a fenti paragenezisek képződési körülményei mellett a *3. ábrán* feltüntettem egyes, a bevezetőben leírt osumilit-előfordulások képződésének P–T körülményeit. A nagy magnéziumtartalmú, igen nagy hőmérsékletű granulitokban előforduló osumilit képződése a kísérletileg meghatározott felső nyomáskorláthoz esik közel (pl. ELLIS 1980; BHATTACHARYA & KAR 2002) (*3. ábra*). A magmás osumilitekről kevés a konkrét P–T becslés, (PARODI et al. 1989; CARLIER et al. 1994) és ezek értelemszerűen a kisebb nyomású tartományban helyezkednek el. Referenciaként ezeket is feltüntettem a *3. ábrán*.

A hőmérsékleti korlátok meghatározása

A kísérleti munkák és a petrogenetikai hálók azt mutatják, hogy az osumilit kb. 800–850 °C felett stabil (pl. HOLLAND et al. 1996, CARRINGTON & HARLEY 1995), míg az

osumilit + ortopiroxén együttes egy kicsit magasabb hőmérsékleten, kb. 850 °C felett lép be (DAS et al. 2003). Az osumilit kis és közepes nyomáson egészen 1100 °C feletti hőmérsékletekig (HENSEN 1977) stabil maradhat. Nagyobb nyomáson (800–1100 MPa), az osumilit 1020–1080 °C között elbomlik (HENSEN 1977; CARRINGTON & HARLEY 1995). AUDIBERT et al. (1995) kísérletei szerint a nagyobb magnéziumtartalmú mintákban egészen 1110 MPa-ig 1100 °C-on is megjelent az osumilit.

Az osumilit mellett a xenolitban előforduló cordierit-ortopiroxén-káliföldpát együttes minimális képződési hőmérséklete 900 °C, 50 MPa nyomáson, a cordierit-ortopiroxén együttesé pedig 950 °C, 100 MPa nyomáson (OLESCH & SEIFERT 1981). Tehát az osumilites, valamint az osumilitmentes kísérő ásványegyüttesek hőmérsékleti stabilitását figyelembe véve, a xenolit 950–1100 °C hőmérsékletre fűtődött fel (*3. ábra*).

Összahasonlítás a szigligeti buchitokkal

A badacsonyi buchit xenolit ásványos összetétele jelentősen különbözik a Szigligetről korábban leírttól (TÖRÖK 2002). Ez utóbbi mullitot, korundot, Al-gazdag ortopiroxént és hercynites spinellt tartalmaz. A jelentős ásványtani különbségek nem a kiinduló paragenezis különbözőségét mutatják, hanem inkább az olvadék víztelítettségében mutatkozó különbségeket tükrözik. Az irodalmi adatok szerint az osumilit kizárólag alacsony vízaktivitással jellemezhető környezetekben fordul elő, míg a szigligeti xenolitokban nagyon gyakran vízben túltelített olvadékkal találkozhatunk. Ezt bizonyítják a szigligeti xenolitok olvadékereiben gyakran előforduló alacsony szalinitású vizet tartalmazó folyadékzárványok (TÖRÖK & BALI 2003).

Következtetések

A Badacsonyról előkerült buchit xenolit egy Magyarországról még eddig le nem írt ásványt, osumilit-(Mg)-t tartalmaz. Az osumilit-(Mg) mellett cordierit, ortopiroxén és magnetit a leggyakoribb ásványok.

Az osumilit-(Mg) és az azt kísérő ásványok egy kvarcban gazdag, muszkovitot és valamilyen mafikus ásványt (a kísérleti analógiák alapján valószínűleg biotitot) tartalmazó paragenezis megolvadásával jöttek létre 850 °C feletti hőmérsékleten, viszonylag oxidatív (magnetit stabilitási mezején belül) és alacsony vízaktivitással jellemezhető környezetben. A muszkovit egykori jelenlétére pszeudomorfózák utalnak az olvadékban.

A xenolit maximális származási mélysége az ásványegyüttesek alapján megadott maximális 500–600 MPa nyomás alapján 18–20 km lehet, ásványegyüttesei 950–1100 °C hőmérsékleten alakultak ki. A korábban publikált (TÖRÖK 2002) szigligeti buchit xenolitok analógiája alapján, valamint geofizikai mérésekkel meghatározott kéregszerkezet alapján (SZAFIÁN et al. 1999) a származási mélység ennél valószínűleg kisebb lehet (maximálisan 15 km).

Köszönetnyilvánítás

A cikk az OTKA és a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai ösztöndíja, valamint az OTKA K61182 sz. szerződése által támogatott kutatás keretében született. Köszönet illeti a lektorokat, SZAKÁLL Sándort és FEHÉR Bélát, akik felhívták a figyelmemet a hiányosságokra, valamint BÁN Balázst, aki a xenolitot gyűjtötte és rendelkezésemre bocsátotta.

Irodalomjegyzék — References

ARIMA, M. & GOWER, C. F. 1991: Osumilite-bearing granulites in the Eastern Grenville Province, Eastern Labrador, Canada: mineral parageneses and metamorphic conditions. — *Journal of Petrology* **32**, 29–61.

AUDIBERT, N., HENSEN, B. J. & BERTRAND, P. 1995: Experimental study of phase relations involving osumilite in the system K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O at high pressure and temperature. — *Journal of Metamorphic Geology* **13**, 331–344.

BERG, J. H. & WHEELER, E. P. 1976: Osumilite of deep-seated origin in the contact aureole of the anorthositic Nain Complex, Labrador. — *American Mineralogist* **61**, 29–37.

BHATTACHARYA, S. & KAR R. 2002: High-temperature dehydration melting and decompressive P-T path in a granulite complex from the Eastern Ghats, India. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143/2**, 175–191.

CARLIER, G., LORAND, J.-P. & KIENAST, J.-R. 1994: Magmatic osumilite in an ultrapotassic dyke, southern Peru: first occurrence. — *European Journal of Mineralogy* **6**, 657–665.

CARRINGTON D. P. & HARLEY, S. L. 1995: Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **120**, 270–291.

DAS, K., DASGUPTA, S. & MIURA, H. 2001: Stability of osumilite coexisting with spinel solid solution in metapelitic granulites at high oxygen fugacity. — *American Mineralogist* **86**, 1423–1434.

DAS, K., DASGUPTA, S. & MIURA, H. 2003: An experimentally constrained petrogenetic grid in the silica saturated portion of the system KFMASH at high temperatures and pressures. — *Journal of Petrology* **44/6**, 1055–1075.

ELLIS, D. J. 1980: Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **74**, 201–210.

FEHÉR, B. & SZAKÁLL, S. 2002: Roedderite(?) from the Nagy Hill, Tarpa, NE Hungary: a problem with the classification based on electron microprobe analyses in the roedderite-merrihueite subgroup of the milarite group. — 18th General Meeting of the IMA, Programme with Abstracts, p. 141.

FORBES, W. C., BAUR, W. & KAHN, A. A. 1972: Crystal chemistry of milarite-type minerals. — *American Mineralogist* **57**, 463–472.

GRAPES, R. H. 1986: Melting and thermal reconstitution of pelitic Xenoliths, Wehr volcano, East Eifel, West Germany. — *Journal of Petrology* **27/2**, 343–396.

GREW, E. S. 1982: Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: implications for osumilite petrogenesis in the granulite dacies. — *American Mineralogist* **67**, 762–787.

HARLEY, S. L. 1986: A sapphirine-cordierite-garnet-sillimanite granulite from Enderby Land, Antarctica: implications for FMAS petrogenetic grids in the granulite facies. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**, 452–460.

HARLEY, S. L. & THOMPSON, P. 2005: The influence of cordierite on melting and mineral-melt equilibria in ultra-high-temperature metamorphism. — *Transactions: Earth Sciences* **95**, 87–98.

HENSEN, B. J. 1977: The stability of osumilite in high grade metamorphic rocks. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **64**, 197–204.

HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. 1972: Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions without excess alumino-silicate. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **33**, 309–330.

HOLLAND, T. B. J., BABU, E. V. S. S. K. & WATERS, D. J. 1996: Phase relations of osumilite and dehydration melting in pelitic rocks: a simple thermodynamic model in the KFMASH system. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **124**, 383–394.

JANSEN, J. B. H., BLOK, R. J. P. & SCHEELINGS, M. 1985: Geothermobarometry and geobarometry in Rogaland and preliminary results from the Bamble area, S Norway. — In: TOBI, A. C. & TOURET, J. L. R. (eds): The deep proterozoic crust in the north Atlantic provinces. D. Reidel Publishing Company, Amsterdam, 499–516.

KOCH, S. 1985: Magyarország ásványai. 2. átdolgozott kiadás. — Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 562.

MIYASHIRO, A. 1956: Osumilite, a new silicate mineral and its crystal structure. — *American Mineralogist* **41**, 104–116.

MOTOYOSHI, Y., HENSEN, B. J. & ARIMA, M. 1993: Experimental study of the high pressure stability limit of osumilite in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2: implications for high-temperature granulites. — *European Journal of Mineralogy* **5**, 439–445.

OLESCH, M. & SEIFERT, F. 1981: The restricted stability of osumilite under hydrous conditions in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **76**, 362–367.

PARODI, G. C., VENTURA, G. D. & LORAND, J.-P. 1989: Mineralogy and petrology of an unusual osumilite + vanadium-rich pseudobrookite assemblage in an ejectum from the Vico Volcanic Complex (Latium, Italy). — *American Mineralogist* **74**, 1278–1284.

SCHREYER, W., BLÜMEL, P. & MARESCH, W. 1986: Cordierit und Osumilit aus den Buchiten der Blauen Kuppe bei Eschwege. — *Aufschluss* **37**, 353–367.

SCHREYER, W., HENTSCHEL, G. & ABRAHAM, K. 1983: Osumilith in der Eifel und die Verwendung dieses Minerals als petrogenetischer Indikator. — *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **31**, 215–234.

SZAFIÁN, P., TARI G., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1999: Crustal structure of the Alpine–Pannonian transition zone: a combined seismic and gravity study. — *International Journal of Earth Sciences* **88**, 98–110.

TÖRÖK, K. 2002: Ultrahigh-temperature metamorphism of a buchitised xenolith from the basaltic tuff of Szigliget (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **45/2**, 175–192.

TÖRÖK, K. & BALI, E. 2003: Fluid inclusions in xenolith glass: Direct evidence for fluid overpressure under an explosive volcano (Szigliget, W-Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica,* Abstract series, ECROFI XVII, Budapest, 2003. June 4–9, 218–219.

WATERS, D. J. 1991: Hercynite-quartz granulites: phase relations, and implications for crustal processes. — *European Journal of Mineralogy* **3**, 367–386.

Kézirat beérkezett: 2006. 12. 05.

Földtani Közlöny 137/3, 369–386. (2007) Budapest

A Pornóapáti–Dozmat terület felszínközeli üledékeinek geológiai–geokémiai vizsgálata

Geology and geochemistry of the near surface sediments of Pornóapáti–Dozmat area

KUTI László[1], FÜGEDI Ubul[1], KALMÁR János[1], MÜLLER Tamás[1], SZENDREINÉ KOREN Eszter[2]

(3 ábra, 4 táblázat, 2 tábla)

Kulcsszavak: Nyugat-Dunántúl, Pinka vízgyűjtő medence, pleisztocén, törmelékes üledék, talajképződés, ásványos összetétel, őskörnyezet, ősföldrajz

Keywords: Western Transdanubia, Pinka basin, Pleistocene, terrigenous materials, pedogenesis, mineral composition, palaeoenvironment, palaeogeography

Abstract

In this paper the soil and loose sediment samples of six pedological trenches from the West Hungarian Pornoapáti–Dozmat forest area were studied. The samples were analysed and they represented mainly clayey and subordinately, sandy and pebble deposits. The analyses involved granulometric, microscopical, X-ray and ICP-MS methods. The aim of our research was to obtain information about the origin of the sedimented material, about the mineralogical and geochemical changes, and about the concentration and movement of the main and trace nutrient elements in the studied forest soil.

The detritic material comes from the Palaeozoic and Jurassic greenschists and metamorphosed basic rocks which outcrop in the nearby-situated Vas-hegy and from similar outcroping sites on the Austrian side of the Pinka hydrographic basin. They were transported eastward by a few small water flows during the last Interstadials of the Würm glaciation. The coarse sediments represent mazbe the riverbed facies, while the fine grained ones — i.e. the so called "brown earth" — are the floodplain facies of the same rivulet system. Thus no evidence was found which could prove the existence of a regional coarse level ("Trans-Raba Pebble Cover") and there was also no evidence for the aeolian origin of the „brown earth".

The fine grained, Fe-Al rich sediments has suffered a strong differentiation due to the breakdown of Fe-Mg silicates and feldspars, by the loose of a part of the alkalies and of the Ca, and the synthesis of the clay minerals. There are signs that the finer clay fraction and the iron hydroxide colloids were transported downwards. The iron hydroxides formed limonite crusts and pellets in the lower part of the soil profiles.

Összefoglalás

A Magyar Állami Földtani Intézet és az Erdészeti Tudományos Intézet 1998–2002 között különböző erdőtalaj szelvényeket vizsgált a Dunántúl nyugati részén fekvő Pornóapáti, Horvátlövő, Felsőcsatár és Dozmat közötti, enyhén tagolt, erdős területen (1. ábra), amely a Pinka bal partján elterülő, alacsony dombvidékhez tartozik. Jelen tanulmányt a terepbejárás és hat talajtani szelvény anyagának a vizsgálata alapján készítettük.

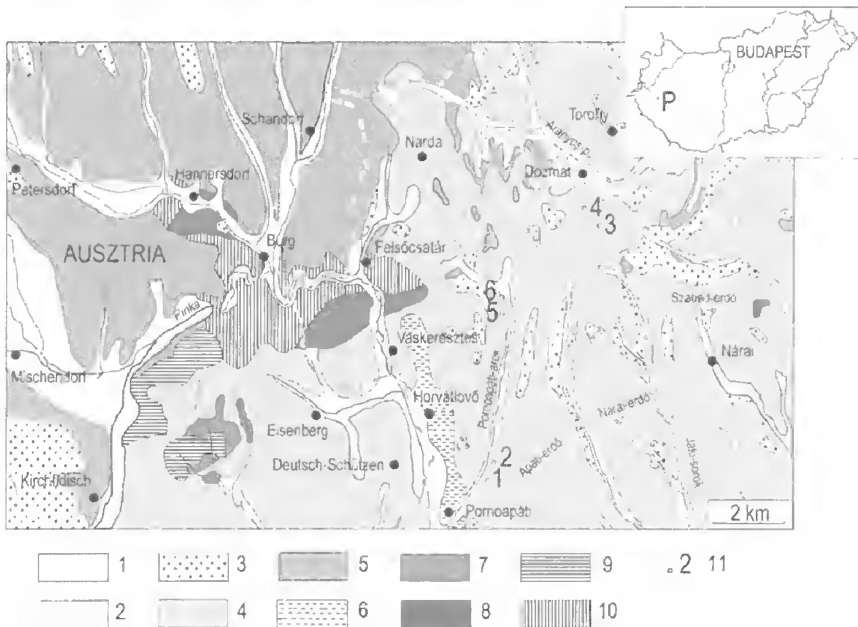
Célunk a különböző üledékek ásványtanának és geokémiai sajátosságainak megismerése volt. Kapcsolatot kerestünk a közeli hegyvidék lepusztulása, a hegylábi törmelék felhalmozódása és a vidékre jellemző felszínközeli elváltozások, különösképpen a vas akkumulációja között. A terepi észlelés után mintáztuk a talajszelvényeket, majd komplex szedimentológiai, ásványi és geokémiai vizsgálatokkal próbáltuk tisztázni az elemek fel- és áthalmozódásának törvényszerűségeit.

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1142 Budapest, Stefánia út 14.
[2] Erdészeti Tudományos Intézet, 1021 Budapest, Frankel Leó út 45.

Bevezető

A Magyar Állami Földtani Intézet és az Erdészeti Tudományos Intézet 1998–2002 között erdőtalaj szelvényeket vizsgált a Dunántúl nyugati részén, a Vas-hegytől keletre, a Pinka bal partján elterülő, alacsony dombvidéken, a Pornóapáti, Horvátlövő, Felsőcsatár és Dozmat közötti, enyhén tagolt, erdős területen (*1. ábra*). Jelen tanulmányt a terepbejárás és hat talajtani szelvény vizsgálata alapján állítottuk össze.

Célunk a különböző korú, összetételű és genetikájú üledékek képződési körülményeinek megismerése volt. Meg kívántuk vizsgálni, mennyire helytállóak a felszínközeli képződmények keletkezését igencsak különféle módokon magyarázó elméletek. Kapcsolatot kerestünk a közeli hegyvidék lepusztulása, a hegylábi törmelék felhalmozódása és a vidékre jellemző felszínközeli elváltozások között. Ehhez megvizsgáltuk, milyen tényezők hatottak az egyes képződményekre az üledék lerakódása előtt, illetve után.



1. ábra. Pornóapáti–Felsőcsatár–Dozmat területe (részben SCHÖNLAUB 2000 után), a vizsgált talajtani szelvényekkel. 1. Holocén allúvium; 2. Holocén és felső pleisztocén deluvium; 3. Felső-pleisztocén kavics; 4. Felső-pleisztocén „barnaföld"; 5. Felső-pleisztocén lejtőtörmelék; 6. Felső-pannóniai lignites homok (Toronyi F.); 7. Milonit; 8. Szericites mészpala; 9. Szerpentinit; 10. Zöldpala; 11. Talajszelvények

Fig. 1. Pornóapáti–Felsőcsatár–Dozmat Area (in part after SCHÖNLAUB 2000), with the soil sampling sites. 1 Holocene alluvia; 2 Holocene and Upper Pleistocene deluvia; 3 Upper Pleistocene pebbles; 4 Upper Pleistocene "brown earth"; 5 Upper Pleistocene slope deposits; 6 Upper Pannonian sand with lignite (Torony Fm.); 7 Milonite; 8 Sericitic calcschist; 9 Serpentinite; 10 Greenschist; 11 Soil sampling sites

Előzmények, kutatástörténet

Az osztrák-magyar országhatáron átnyúló Vas-hegy és a környező, hegyláb jellegű dombvidék szakirodalmából megemlítendők BENDEFFY (1929) morfológiai megfigyelései a Vas-hegy csoportról, az Oberwart és Rechnitz térképlapok magyarázói (PAAHR 1960, 1961, 1962, 1963, 1964), WINKLER-HERMANDER (1955) és FINK (1963) kutatásai az Alpok e keleti nyúlványainak negyedidőszaki fejlődéséről, valamint NAGY E. (1972) tanulmánya, amelyben kimutatja, hogy a Vas-hegy jura–kréta zöldpalás összletére az osztrák területhez hasonlóan devon korú kőzetek tolódtak fel. Részletes petrográfiai és geokémiai adatokat találunk a Vas-hegyen és környékén végzett nyersanyagkutatást összefoglaló jelentésekben (VARRÓK 1956; KRIZSÁN & RADNÓTI 1967) és az ezek eredményeit feldolgozó közleményekben (NAGY K. 1958; BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1955, 1963, 1964, 1965a, 1965b; VENDEL 1967, KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 1986). A Felsőcsatári Zöldpala Formációról LELKES-FELVÁRI (1998) is részletes kőzettani leírást ad. A Vas-hegy zöldpaláiról a legfrissebb analitikai adatokat KORPÁS & HOFSTRA (2000) értekezésében találhatjuk.

Az országhatárig és a Vas-hegy aljáig terjedő nyugat-dunántúli dombság fiatal üledékeiről az 1960–1970-es években a Torony környéki lignitkutatás szolgáltatott jelentős információt, amit SOMMSSICH & CSAJÁGI (1977) összesített. Ez az anyag szerepel a pannóniai képződmények szintézisében is (KORPÁSNÉ HÓDI 1988). A harántolt kavicsanyagot HEGYI (1965) vizsgálta. A durvakerámiai nyersanyagként művelt szombathelyi és nárai agyagról ILLÉS (1954), illetve PÁLFFY (1974) jelentéseiben főleg kémiai és geotechnikai adatokat találunk.

A terület földtani felépítésének bemutatásához felhasználtuk FRANYÓ et al. (1976) 1:200 000-es térképét, valamint SCHAREK (ed.) 2004 digitális 1:100 000-es térképét. Korszerű szemléletű, a határ mindkét oldalát bemutató munka Burgenland földtani térképe (SCHÖNLAUB 2000). Kutatásaink eredményeit az Erdészeti Tudományos Intézet számára jelentésben összegeztük (SZENDREINÉ KOREN et al. 1999).

A terület földtani felépítése

Devon–karbon korú kőzeteket szálban csak az államhatár túloldalán, Pinkaóvár (Burg) és Sámfalva (Hannersdorf) között találhatunk. A Penninikumra tolódott Felső-ausztroalpi-egység képződményeit a Tauchenbach völgye tárja fel. A paleozoos összlet tetején meszes és kloritos homokkövek, középső részén agyag- és mészpalák, alján alsó-devon dolomitok települnek.

A *Penninikum* az Alpok keleti részén az ún. rohonci ablakcsoportban bukkan felszínre (LELKES-FELVÁRI 1998). A valószínűleg jura–kréta üledékek és ofiolitok metamorfózisa muszkovitokból mért K–Ar adatok szerint mintegy 128–131 millió éves. A Vas-hegy magyarországi részén és a felsőcsatári talktelep mesterséges feltárásaiban VENDEL (1967), VENDEL & KISHÁZI (1967) a csillámpala-fillit sorozat, a zöldpala sorozat és a metamorf konglomerátumok mellett az ún. talktelepes rétegcsoportot különböztette meg.

Jura. A terület legidősebb képződményei, a Velemi Mészfillit Formáció zöldpala fáciesű (klorit-albit szubfácies) fillitjei szálban a Vas-hegy körül és a Pinka-patak felsőcsatári szurdokvölgyében jelennek meg (IVANCSICS 1997). A vastag- és vékonypados, kristályos mészkő és dolofillit helyenként fokozatosan szericit-, klorit- és

kvarcfillitbe megy át. A fillit fő ásványai a kvarc, a muszkovit, a biotit, a klorit és az albit; járulékosan apatit, magnetit, grafit, turmalin és limonit fordul még elő. A kvarc-albitpalákban kevés a csillám. A mészpalák fő ásványa a kalcit (dolomit), ami(k) mellett kevés muszkovitot, kloritot, kvarcot és albitot, alárendelten pedig klinozoizit-epidotot, titanitot és apatitot találhatunk. A fillitsorozatban több, legfeljebb pár tucat méter vastag metakonglomerátum-lencse is települ. Ezek kavicsanyaga zömmel kalcit (mészkő) és dolomit szélsőségesen változó arányú elegye; a kötőanyag kvarc, albit, muszkovit, biotit, klorit — kevés apatittal, grafittal és titanittal (LELKES-FELVÁRI 1998).

Kréta. A Felsőcsatári Zöldpala Formáció bázikus tufákból, tufitokból metamorfizált kőzetei többnyire zöldesszürkék (IVANCSICS 1997). A metatufák fő ásványai a klinozoizit, epidot, tremolit-aktinolit és klorit; mellettük kevés titanit, biotit, muszkovit albit és kvarc fordul még elő. A metagabbró ásványai: amfibol, klorit, biotit, klinozoizit-epidot, titanit. A talktelep kísérő kőzeteinek alaptípusai a szerpentinit, a talkpala, a kloritpala és a tremolitpala, de megtalálhatjuk ezek legkülönfélébb átmeneteit, így a szerpentin-talk-klorit-dolomitpalákat, a klorit-talkpalákat, a tremolit-talk-klorit-kalcitpalákat és a magnezit-talk-antigorit-kloritpalákat is. Ezek az ásványegyüttesek egyértelműen a zöldpala fácies klorit és biotit zónáját jelzik, de a metagabbró tömbök nagy ferropargazit kristályaiból egy kékpala fáciesű átalakulás nyomaiként megőrződött ferroglaukofán reliktumok is előkerültek. (LELKES-FELVÁRI 1998).

Pannóniai. A paleozoos és mezozoos képződményeket a Kőszegi-hegység szélén, a Felsőpulyai (Oberpullendorfi)-medence peremén és a Vas-hegy körül a felső-pannóniai Toronyi Lignit Formáció deltaüledékei (lignites agyag és homok) fedik le. Az összlet (agyagos, agyagmárgás aleurit, homok, lignit) területünk északi felén szálban az Arany-patak jobb oldalán, elszórt foltokban Dozmat, Felsőcsatár és Nárai között tűnik fel, de a lignitkutatásnak köszönhetően számos fúrásból is ismerjük. Jellemzőek rá a pirit- és mészkonkréciók, a levélmaradványok és egyéb növénytöredékek, valamint a kiszáradási nyomok. Szelvényeink közül a 3. (Dozmat) alján jelenik meg, ahol felszíne eróziós, vasoxidos (*I. tábla, 1. kép*).

Pleisztocén. A pannóniai üledékekre vörös agyaggal kevert durvaszemcsés törmelék települ. Ezt a régebben (BENDEFFY 1929; FINK 1963) a felső-pliocénbe (levanteibe) sorolták. FRANYÓ et al. (1976) térképén „Rábán túli kavicstakaróként" szerepel, ma pedig SCHAREK (2004) egyértelműen a pleisztocén legaljába helyezi. Fontos tudni, hogy a terület több kavicsszintje csak ott különíthető el, ahol megfelelő feltárásokban egymást fedik, vagy fúrások harántolják őket, és köztük durva homok-, homok- vagy agyagos homokrétegek vannak (HEGYI 1965). ÁDÁM (1962) szerint a Keleti-Alpokból a mostani, nagyobb vízfolyások ősei léptek ki, és (meglehetősen különböző időben) azok alakították ki hordalékkúpjaikat, amelyek közül a legidősebb (ópleisztocén) éppen a Pinkáé. Tanulmányunkban bizonyítani kívánjuk, hogy a helyzet ennél bonyolultabb: a hordalékkúpban nem egy nagy, hanem sok kis vízfolyás üledékei települnek. Ugyancsak ÁDÁM (1962) szerint a törmelékkúp felszíni képződményeit a pleisztocén szoliflukció a lejtő mentén DK felé halmozta át.

FINK (1963) véleménye, hogy a „manapság a hátakat fedő törmelék egy gyengén DK felé lejtő tábla lapos vápáiban halmozódott fel" és jelenlegi, kiemelt helyzete a reliefinverzió eredménye. Eszerint a pleisztocén végén, amikor a tábla feldarabolódott, és abba bevágódtak az É–D-i irányú friss árkok, a régi völgyekben lerakott kavics az

alatta települő „puha fiatal pannóniai homokokat az elhordástól megvédte". Ilyen tektonikus árok a Pornóapáti-patak völgye és ilyen az a széles, egyenes árok is, amelyben a Pinka Felsőcsatár és Pinkamindszent között folyik. A hipotézisnek jelentősen ellentmond egyrészt, hogy a lapos dombhátakon nemigen van kavics, másrészt hogy a hordalékkúp lerakásának idején a lehordás iránya DK (K) volt, szükségképp ez kellett volna legyen Fink vápáinak általános iránya is. Mivel ezt a fiatal, tektonikus völgyek mintegy 45–60°-os szögben metszik, a kavicsos mederfácieseket át kellett vágniuk: a dombhátak azok lefutását nem követhetik. Reliefinverziót csak az ezekből kiágazó, DDK csapású maradványgerinceken tételezhetnénk fel — mindenesetre a három, dombháton ásott szelvényünk egyikében sem találtunk kavicsos réteget, a három, völgyoldalban mélyített szelvényben viszont igen (az egyikben kettőt is).

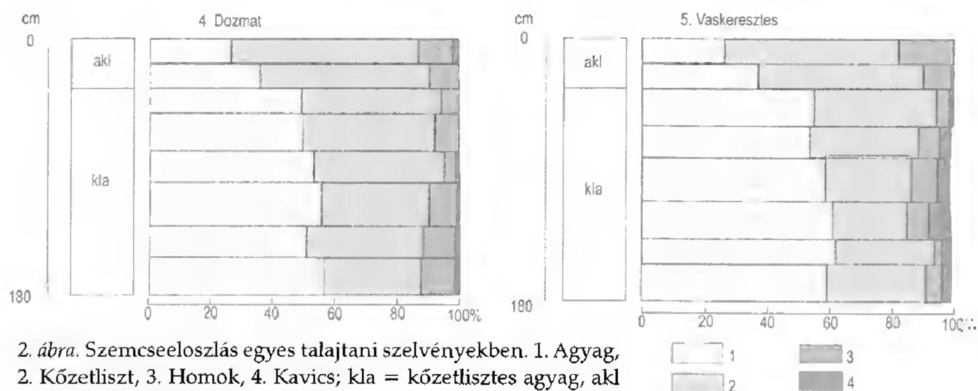
A kavicsra vagy közvetlenül a pannóniai rétegekre hol lösznek, barna lösznek, hol barnaföldnek vagy barna agyagnak nevezett, finomszemű üledék települ, 2–5 m vastagon borítja a dombhátak nagy részét. Tanulmányunkban bizonyítjuk, hogy a kutatási területünkön feltárt, és a térképen „barna löszként" szereplő üledék nem eolikus, hanem egyértelműen folyóvízi (ártéri) üledék: ugyanazok a (medrüket rendszeresen változtató) patakok rakták le, amelyek mederfácieseiként a kavicsszinteket azonosíthatjuk. A helyben maradt barna agyag késő-pleisztocén (würmi) korú. Áthalmozásából, lejtőlábi felhalmozódásából jöttek létre a részben késő-pleisztocén, részben holocén korú deluviális üledékek.

Holocén. Az Aranyos-patak völgyét, a Pinka és mellékfolyásainak árterét néhány méter vastag homokos-agyagos allúvium fedi, vékony kavicsszintekkel. Csak a Pornóapáti-patak völgyében mélyített talajtani szelvényeinkben találtunk érdemleges mennyiségű kavicsot; részaránya a többi feltárás agyagos-kőzetlisztes üledékeiben nem éri el a 10%-ot.

Talajtani szelvények

A területen hat talajszelvényt mélyítettünk:

1. A Pornó-árok bal, Apáti-erdő alatti lankás oldala: szürkésbarna, sárgásbarna, majd vörös, agyagos kőzetliszt 1 m-ig; alatta 1,7 m-ig vörös, majd a szelvény alján szürke homokos-kőzetlisztes mátrixban durva kavics (*I. tábla, 2. kép*).
2. Pornóapáti, a Pornó-árok bal, Apáti-erdő alatti lankás oldala: sárga és barna, kőzetlisztes felszíni réteg 0,40 m-ig; alatta 1,45 m-ig vörös kőzetlisztes agyag, sárga és szürke foltokkal. A kavics 1,45–1,60 m között jelenik meg; alatta 1,80-ig szürke és barna, hólyagos, limonittal átitatott, agyagos-homokos kőzetliszt települ.
3. Dozmat, a helység fölötti 311,6 m magas domb ÉK felé enyhén lejtő oldalán: 0,50 m-ig szürke és barna agyagos kőzetliszt; alatta 1,50 m-ig vörös, kőzetlisztes agyag. Ez alatt 10 cm-nyi vörös, majd sárga (pannóniai?) finomszemcsés homok 1,80 m-ig.
4. Dozmat, a helység fölötti 311,6 m magas domb ÉK felé enyhén lejtő oldalán: 0,40 m-ig barna agyagos kőzetliszt, 0,40–2,00 m között vörös agyag, kőzetlisztes agyagszintekkel; 2 m alatt, a szelvény talpán szürke, sárgafoltos finomszemcsés homok.
5. Vaskeresztes: 1,10 m-ig szürke és barna kőzetlisztes agyag; alatta 2,10 m-ig vörös agyag, 1,60–1,80 m között szürkéssárga foltokkal.
6. Felsőcsatár, Lövő-árok: 0,15 m-ig szürkésbarna kőzetliszt, 0,15-től 0,50 m-ig közepes kavics agyagos-kőzetlisztes mátrixban, alatta vörös agyag, 1,60–2,00 m



2. *ábra.* Szemcseeloszlás egyes talajtani szelvényekben. 1. Agyag, 2. Kőzetliszt, 3. Homok, 4. Kavics; kla = kőzetlisztes agyag, akl = agyagos kőzetliszt

Fig. 2. Grain size distribution in some soil profiles 1. Clay, 2. Silt, 3. Sand, 4. Pebble; kla = silty clay, akl = clayey silt

között homokos, apró-közepes szemű kavicslencsékkel, sötétbarna limonit konkréciókkal.

Az agyagos-kőzetlisztes rétegben vasborsók, a kavicsban limonitos kérgek és földes vagy tömör limonitlencsék láthatók.

Mind a hat szelvény a pleisztocén korú „barna" üledékeket harántolja (2. *ábra*). A 3. akna (Dozmat) elérte a pannóniai homokot.

Adatfeldolgozás

Az üledékek ásványtani összetételében csak a kvalitatív különbségeket mutattuk ki.

A koncentráció-eloszlások tisztázatlan (gyakorta nyilvánvalóan aszimmetrikus) jellege okán az egyes képződmények várható elemtartalmainak különbségeit a Kruskal-Wallis próbával (illetve ennek részeseteként a Mann-Whitney próbával) határoztuk meg. Hasonló megfontolásokból a kapcsolatokat a Spearman-féle rangkorrelációs együtthatóval próbáltuk meg tisztázni. Az egyes várható értékeket a Hodges-Lehmann-féle mediánnal becsüljük (HOLLANDER & WOLF 1973).

Szemcseeloszlás, karbonáttartalom és pH

A 44 minta szemcseeloszlását az *I. táblázatban* és részben a 2. *ábrán* mutatjuk be.

Az üledék szemcséinek mérete tág tartományt ölel fel a 0,002 mm alatti finom agyagtól a 10 mm fölötti kavicsig. Egyes kavicsszemek átmérője eléri a 100 mm-t is, tehát az üledék nagyon rosszul osztályozott. A minták 44%-a agyag, 4%-a kőzetliszt, a többi vegyes (3. *ábra*): homok (+kavics), kőzetliszt és agyag különböző arányú keveréke.

A szelvények felső, 0,40–0,75 m vastag szintjében főleg fakó, leveles vagy apró-morzsás, gyakran homokos kőzetlisztet találunk. Ez a szint a holocén talajosodás bélyegeit viseli magán, lévén a talajszelvény A szintje. Az agyagbemosódás hatására

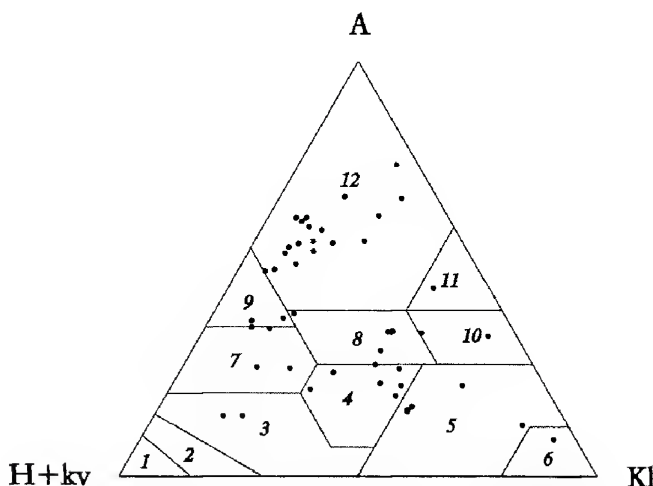
I. táblázat. Pornóapáti üledékminták szemcseeloszlási és pH–vizsgálata
Table I. Grain size and pH analyses of sediment samples from Pornóapáti Area

Szám	Mélység, m	Szemcseeloszlás, %				pH
		agyag	kőzet-liszt	homok	kavics	
1/1	0,00–0,20	14,8	47,4	36,1	0,9	4,82
1/3	0,20–0,40	33,8	47,9	17,4	0,6	5,36
1/4	0,40–0,60	34,5	42,1	29,8	0,6	5,49
1/5	0,60–1,00	37,7	46,1	14,7	0,5	6,16
1/6	1,00–1,50	5,8	25,0	49,5	19,1	6,15
1/7	1,50–2,00	9,7	21,7	35,6	32,7	6,50
2/1–2	0,00–0,05	26,1	57,4	15,1	0,6	5,17
2/2	0,05–0,15	25,7	50,6	16,4	6,1	5,28
2/3	0,15–0,40	35,5	50,6	13,7	0,0	5,65
2/4	0,40–0,70	45,0	41,6	12,7	0,3	5,81
2/5	0,70–1,05	38,9	43,4	16,6	0,2	6,19
2/6	1,05–1,45	37,0	45,9	16,4	0,1	6,45
2/7	1,45–1,60	36,4	44,9	17,5	0,0	6,43
2/8	1,60–1,80	33,0	36,3	29,5	0,0	6,27
3/1	0,00–0,25	22,8	51,0	25,1	0,0	5,00
3/2	0,25–0,50	26,9	43,8	27,8	0,3	5,00
3/3	0,50–0,75	47,5	32,3	19,7	0,0	5,18
3/4	0,75–1,05	52,4	24,6	22,3	0,0	5,66
3/5	1,05–1,15	55,9	30,4	13,0	0,0	6,05
3/6	1,15–1,40	61,6	31,4	5,9	0,0	6,69
3/7	1,40–1,50	55,7	26,8	16,5	0,0	6,85
3/8	1,50–1,80	34,5	19,5	45,7	0,2	6,67
4/1	0,00–0,20	26,1	60,0	10,9	2,0	4,43
4/2	0,20–0,40	35,6	54,1	9,7	0,0	4,44
4/3	0,40–0,60	49,0	44,4	5,8	0,0	4,62
4/4	0,60–1,00	49,5	42,0	7,8	0,0	4,42
4/5	1,00–1,25	53,1	37,9	7,8	0,2	4,93
4/6	1,25–1,50	55,4	34,3	9,0	0,5	5,44
4/7	1,50–1,80	50,7	37,1	10,2	1,3	5,01
4/8	1,80–2,00	56,3	30,8	11,0	1,3	5,76
5/2	0,20–0,40	37,1	53,1	8,2	0,6	3,78
5/3	0,40–0,70	55,0	36,6	5,6	2,4	4,12
5/4	0,70–0,95	53,7	31,9	6,0	7,6	4,64
5/5	0,95–1,30	58,7	27,5	4,8	7,9	5,02
5/6	1,30–1,60	61,2	30,8	4,3	3,3	5,26
5/7	1,60–1,80	62,0	29,4	4,9	3,2	5,91
5/8	1,80–2,10	59,2	29,7	4,9	4,8	6,92
6/1	0,00–0,15	20,7	49,0	21,7	7,6	4,33
6/2	0,15–0,25	26,9	32,8	19,7	20,4	3,77
6/3	0,25–0,50	34,8	23,3	12,4	29,4	3,50
6/4	0,50–0,90	56,2	20,2	13,6	9,1	3,92
6/5	0,90–1,25	66,8	18,9	7,6	5,9	3,91
6/6	1,25–1,60	62,6	14,2	7,4	15,5	4,10
6/8	1,60–2,00	33,6	6,1	34,9	25,2	5,81

ez lefelé morfológiai helyzettől és eredeti szemcseösszetételtől függetlenül minden szelvényben vörösbarna vagy vörös, hasábos szerkezetű agyagba megy át — ezt persze a kavicsszintek azért megszakítják. Az agyagban világosabb színük alapján könnyen elkülöníthetjük a kisebb-nagyobb kőzetlisztes vagy homokos agyagszinteket. A texturdifferenciáció az egyes szelvényekben 1,4–2,4 közötti, megfelel STEFANOVITS (1972) az agyagbemosódásos erdőtalajokra megadott értékeinek Az akkumulációs szintben különösen a finom agyag részaránya nő meg. Ugyanitt jelennek meg a vas mozgására jellemző márványos, barnavörös-sárga-szürke foltok és a barnásvörös vasborsók. Ez a morfológia és szemcseösszetétel a Magyarország nyugati részén gyakori „pangóvizes barna erdőtalajokra" (STEFANOVITS 1972) jellemző.

A Pornóapáti-patak völgyében telepített 1., 2. és 6. szelvényben a felszíni finomszemű üledék legfeljebb 1,5 m vastag, és alatta durvaszemű, kavicsos réteg települ. A 6. szelvény üledéksorában két kavicsos szint is látható, közöttük ártéri jellegű, finomszemű üledékkel. A bemosódás eredményeként az agyagtartalom az 1. talajtani szelvény kivételével még a kavicsos rétegekben is több, mint 30%. A legtöbb agyagot a kavicsrétegek közötti vörös vagy szürke betelepülésekben találhatjuk.

A kavicsos és a rá települő, kavicsmentes üledék határa mindig éles. A kavicsos rétegeket jó közelítéssel mederfáciesnek, a kavics nélkülieket pedig ártéri üledéknek tekinthetjük. Ez utóbbi feltételezést támasztja alá az, hogy a finomszemű (kavicsmentes) rétegekben fölfelé csökken a homok részaránya. Ezzel látszólag ellentétes tendenciaként a 2., 3., 4. és 5. szelvényben lefelé nő az agyag mennyisége is — ez azonban egy jóval későbbi ok, a talajtanban ismert agyagbemosódás eredménye.



3. *ábra.* A Pornóapáti üledékminták szemcseösszetétel szerinti osztályozása. 1. Homok; 2. Vályogos homok; 3. Homokos vályog; 4. Vályog; 5. Kőzetlisztes vályog; 6. Kőzetliszt; 7. Homokos-agyagos vályog; 8. Agyagos vályog; 9. Kőzetlisztes-agyagos vályog; 10. Homokos agyag; 11. Kőzetlisztes agyag; 12. Agyag

Fig. 3. Classification of sediment samples from Pornóapáti area after their grain size composition. 1. Sand; 2. Loamy sand; 3. Sandy loam; 4. Loam; 5. Silty loam; 6. Silt; 7. Sandy-clayey loam; 8. Clayey loam; 9. Silty-clayey loam; 10. Sandy clay; 11. Silty clay; 12. Clay

Itt jegyezzük meg, hogy sehol se találtunk olyan, uralkodóan durvakőzetlisztes üledéket, amely a „barnaföld" eolikus eredetére utalna.

A feltárt üledékek pH-ja a felszín közelében savanyú; lefelé folyamatosan, szinte monoton nő, és ezt a tendenciát jóformán csak a réteghatárok zavarják meg. Ennek egyenes következményeként a felszínközeli rétegek karbonáttartalma kioldódott: 3% könnyen oldható és 1% nehezen oldható karbonátot (dolomitot) csak két szelvény 0,40–0,60 m mélységközében figyeltünk meg. Alacsony pH-n a vas és számos más elem könnyen mobilizálódik.

Az üledékek ásványos összetétele

A 0,063 mm alatti finomszemcsés frakció, a leválasztott homokfrakció és a szelvényekből külön vett kavicsok ásványos összetételét vizsgáltattuk meg.

Amint a szemcsevizsgálat alapján várható volt, a *finomszemcsés frakció*ból röntgendiffrakcióval meghatározott agyagásványok aránya (*II. táblázat*) a szelvények tetején és az alsó, durvaszemcsés rétegben jóval kisebb, mint a szelvények közepén, az „akkumulációs" zónában. Itt a montmorillonit dominál, a mélyebb szinteken pedig az illit. Az egyes agyagásványok aránya STEFANOVITS & BIDLÓ (1963) elemzéseihez közeli, de nem találtuk meg a pangóvizes barna erdőtalajokban STEFANOVITS (1972) szerint szokásos, az agyagásványok szétesésére utaló alumínium-hidroxidokat. Nárai környékén és Szombathelytől nyugatra, ahol ez a réteg

II. táblázat. Pornóapáti üledékminták fázisanalitikai eredményei
Table II. Results of X-ray and thermal analyses of some samples from Pornóapáti Area

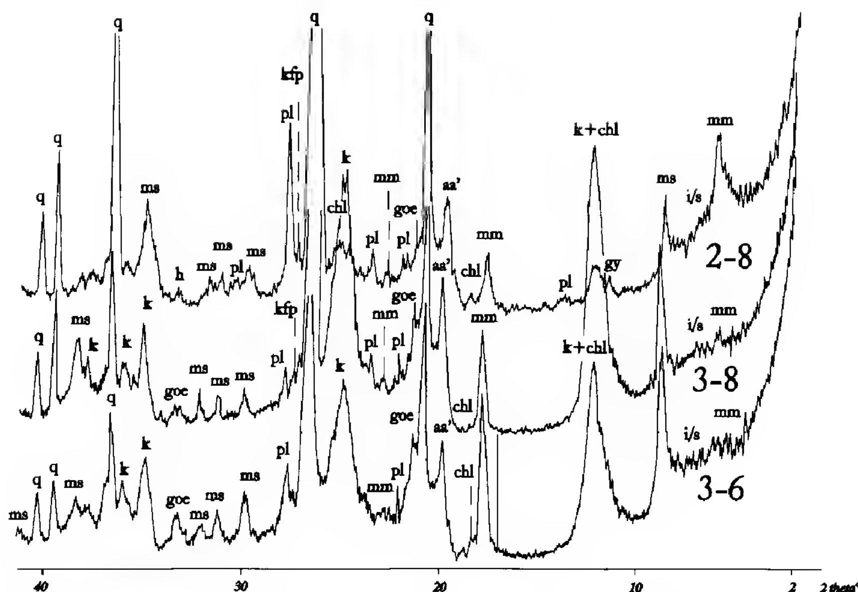
Szám	Mélység, m	Montmorillonit*	Vermikulit	Illit–montmorillonit	Illit	Muszkovit	Kaoli-nit	Fe-klorit	Kvarc	Kálifödpát	Plagioklász	Gipsz	Kalcit	Dolomit	Amfibol	Goethit **	Amorf fázis	Összesen
		%																
1/3	0,20–0,40	20		5	18			8	38				1			7	4	100
1/6	1,00–1,50	13	28	12	5	7		8	11							7	8	100
1/7	1,50–2,00	16		13	16	18		9	16						3	6	2	100
2/3	0,15–0,40	3		5	20	2	1	9	51	1			1		1	2	3	100
2/5	0,70–1,05	16		8	14	8		7	28	9	1			1		7	3	100
2/8	1,60–1,80	18		6	17	7		7	30	6	1					6	3	100
3/3	0,50–0,75	29		4	16	1		8	25	4	1	1		1		7	4	100
3/6	1,15–1,40	12		7	20	15	18	2	16	2						7	2	100
3/8	1,50–1,80	2		8	1	14	29	3	32	2						5	3	100
4/3	0,40–0,60	17			14		2	10	39	8		1		1		5	4	100
4/5	1,00–1,25	24		4	13		1	2	38	9					1	5	4	100
4/8	1,80–2,00	37		5	18			2	6	16	1					9	5	100
5/3	0,40–0,70	24		6	2			2	43	10						9	4	100
5/5	0,95–1,30	35		4	2			2	40	4	1					8	4	100
5/8	1,80–2,10	5		5	12			14	45	5	1	1				8	5	100
6/3	0,25–0,50	12		3	10			11	52	5	1				2	1	3	100
6/5	0,90–1,25	29		4	10			16	29	2	1					7	4	100
6/6	1,25–1,60	29		3	13			14	27	3	1					6	4	100

Megjegyzés:
*A montmorillonit rendezetlen, szinte bázisreflexió nélküli szerkezetű ásvány.
** A goethit mellett kevés ferrihidrit is jelen van. Valószínű, hogy az amorf fázisban is található röntgenamorf, gélszerű Fe-hidroxid.

több méter vastag, az itteninél nagyobb kőzetliszt- és homoktartalma a minőségi tégla- illetve cserépgyártásra is alkalmassá teszi (ILLÉS 1954; PÁLFFY 1974).

A montmorillonit a leggyakoribb agyagásvány; ez abban is megnyilvánul, hogy az agyagfrakció részarányával nő a minták montmorillonittartalma is. Az illit részaránya értelemszerűen csökken, a montmorillonit/illit kevert szerkezetű agyagásványé pedig nagyjából állandó.

Az agyagásványok rácsszerkezete változóan rendezett. A felszínközeli mintáknál a talajásványokra jellemző rendezetlenség látható; a bázisreflexió elmosódott vagy hiányzik (*4. ábra*), akárcsak egyes, nagyobb agyagtartalmú mintákban, ahol a montmorillonit apró, hajlított, csipkés szélű, függönyszerű lemezkék formájában jelenik meg (*II. tábla, 1. kép*). Számos esetben viszont a montmorillonit és az illit bázisreflexiói egyaránt élesek — ez a jelenség a kloritnál általános. Valószínű, hogy a mintákban a talajban keletkezett agyagásványokon kívül jelen van az idősebb kőzetekből áthalmozott anyag is, főleg a zöldpalából származó, saját alakú klorit (*II. tábla, 2. kép*). A csillámok közül a minden mintában



4. *ábra.* Jellegzetes röngen-diffraktogramok: aa. agyagásványok; chl. klorit; goe. goethit; gy. gipsz; h. hematit; i/s. illit-szmektit kevert szerkezetű ásvány; k. kaolinit; kfp. kálifoldpát, mm. montmorillonit; ms. muszkovit (és részben illit); pl. plagioklász; q. kvarc. Pordiagram felvételek, készültek a MÁFI fázisanalitikai laboratóriumában (Kovács–Pálffy Péter és Baráthné Szinnyei Katalin), Phillips 256P diffraktométer, CuKa antikatód

Fig. 4. Some characteristic X-ray diffractometric diagrams. aa' unidentified clay minerals; chl, chlorite; goe. goethite; gy. gypsum; h, hematite; i/s, illite/smectite mixed layers; k, kaolinite; kfp, potassic feldspar; mm, montmorillonite; ms, muscovite and illite; pl, plagioclase; q, quartz. Analysed in Phasis-analytical Laboratories of GIH, by Péter Kovács–Pálffy and Katalin Baráthné Szinnyei, diffractometer Phillips 256P, anticatode CuKα

megtalálható klorit mellett az 1., 2. és 3. szelvényben konzekvensen előforduló (0–18%) muszkovit érdemel említést. Az összetétel efféle drasztikus különbözősége alapján bizonyosra vehető, hogy a „barna" réteg anyaga semmiképp sem ülepedhetett a levegőből: akkor ugyanis a muszkovit eloszlása a kloritéhoz hasonlóan egyenletes lenne. A muszkovitot jó közelítéssel a jura fillitekből, a kloritot a kréta metavulkanitokból származtathatjuk, és ennek alapján feltételezhetjük, hogy az 1–3. szelvények anyagát lerakó patak vízgyűjtője a 4–6. szelvények patakjától Ny-ra (távolabb) terjedt ki.

Ezt szépen alátámasztja, hogy az 1. szelvény 6. mintájában vermikulitot is találtunk, ami a felszínen csak Burgenlandban, Badersdorftól D-re ismert szerpentinitek mállásterméke lehet. 1,0–1,5 m között a finom frakció vermikulittartalma 28% — ez az ásvány egyetlen más mintában sem fordul elő. Erősen valószínűsíthető, hogy a badersdorfi szerpentinitek lepusztuló anyagát a pleisztocén időszak nagyobb részében (mintánk anyagának leülepedése előtt és után egyaránt) egy, kutatási területünktől D-re folyó patak szállította DK felé. A hordalékkúpot felépítő patakok rendszeresen áthelyezték medrüket, és egyszer (az 1/6.

minta lerakásának idején) ez a feltételezett déli patak egészen 1. kutatóaknánkig felkanyarodhatott.

Sok (> 15%) kaolinitet találunk a 3. akna pleisztocén üledéksorának alján, egy keveset a 4. akna „barna" összletének közepén és szórványosan a 2. akna 0,15–0,4 m közötti szakaszán. A röntgendiffrakciós diagramok alapján úgy tűnik, hogy a szórványosan előforduló kaolinit egyik része helyben — savas közegben, a többi agyagásvány rovására — keletkezett (rendezetlen), másik (rendezett, jól kristályosodott) része pedig földpátok áthalmozott málladéka.

A nem agyag ásványok közül a kvarc mellett öt szelvényben esetenként a 10%-ot is elérő mennyiségű földpátot és valamennyi mintában 1–9% közötti goethitet találtunk. A vastartalom egy része ferrihidritben és a valószínűleg vaskolloidokból álló amorf fázisban jeleik meg.

Tíz minta *homokfrakciójának* binokuláris vizsgálatával a kvarc, a bontott földpát és a szórványos csillámlapok mellett sok kőzettörmeléket találtunk — egyes mintákban ez a frakció többsége. A kloritos palán, valamint a csillámos és grafitos kvarcitdarabkákon kívül nagyrészt bontott, limonitosodott felületű bázikus kőzettörmeléket és számos, részben vasoxiddal helyettesített szerpentint azonosítottunk — ez mind a vashegyi Penninikumból származik. Az agyagos szint homokfrakciójában, valamint a kavics köztes homok mátrixában gyakoriak a héjas szerkezetű limonitborsók (*I. tábla, 4. kép*) és sok az opak nehézásvány (magnetit?). A durvább frakciókban esetenként gipszhasábokat is találhatunk.

A homokszemcsék szegletesek, igen gyengén koptatottak. A kvarc áttetsző, szürke és sárga, kagylós törésfelületekkel. Limonitkéreg nem csak a kőzettörmeléken jelenik meg, de számos kvarcszemcsén is.

Az 1., 2. és 6. szelvényből gyűjtöttünk *kavicsokat*. Ezek kőzettani összetétele egyértelműen alpi lehordási területre utal. A kvarc (kvarcit) jó részének eredete azonosíthatatlan; zöme föltehetően többszöri áthalmozással került jelenlegi helyére. A kavicsok enyhe többsége penninikumi: a szericites és a grafitos kvarcit (Velemi Mészfillit Formáció) gyaníthatóan a Vas-hegy délkeleti részéről pusztult le, a zöldpalát és a bázisos vulkanitokat pedig a hegy északi részétől Pinkaóváron is túl követhető Felsőcsatári Zöldpala Formáció kőzeteiből származtathatjuk. A vörös homokkő és az agyagpala felső-ausztroalpi eredetű; utóbbi föltehetőleg, előbbi talán a Pinkaóvártól Ny-ra a Penninikumra tolódott devon pikkelyből származtatható. A szerpentinitet szálban a Vas-hegytől DNy-ra (Badersdorftól D-re) találhatjuk. Fentiek alapján bizonyosak lehetünk abban, hogy a kavicsanyag (*I. tábla, 3. kép*) több mint felét a víz 10–15 km-ről (a Vas-hegyről és az attól Ny-ra található devon pikkelyből) hozta.

A vizsgált kavicsok mérete 15–50 mm között változott. A zöldpala részben, a mikrogabbró, a diabáz jelentősen bontott, a szerpentindarabok viszont meglepően üdék, kevés limonitos beszüremléssel (*II. tábla, 1. kép*). A kavicsok a kvarc kivételével laposak, szögletesek, kevéssé koptatottak, rajtuk vörösesbarna limonitos-agyagos kéreg fejlődött ki.

A limonit önálló ásványként az agyagos-kőzetlisztes szintek alsó részén és a kavicsrétegekben jelenik meg. A finomszemcsés üledékben héjas-pikkelyes szerkezetű vasborsókként (*I. tábla, 4. kép*) vagy diffúz, szabálytalan lécekből és szétágazó mezőkből álló impregnációként jelenik meg (*II. tábla, 3. kép*). A ho-

mokban, kavicsban a limonit helyenként alapanyagszerű cementként fogja össze a szemcséket (*II. tábla, 4. kép*), amelyeken sötétbarna, hólyagos kérgek, közöttük pedig tömör, 10–35 mm-es, szabálytalan alakú limonitdarabokból álló fészkek is kialakultak. Felületi csiszolatban látható, hogy a pórusos szerkezetű limonitgélből 0,005 mm-es, íves goethit-szálak válnak ki. Egyes limonitmezőkben beágyazott magnetitszemcséket is találhatunk. A limonit jelenléte és szerkezete is azt bizonyítja, hogy az alacsony pH-érték megkönnyítette a kationok többségének deszcendens migrációját. Szükségképpen a geokémiai különbségeket is két fő okra: a lehordási területek különbözőségére és az agyag (vas stb.) bemosódására kell visszavezetnünk.

Geokémiai vizsgálatok

A 30 talajmintából királyvizes kioldással a következő elemek koncentrációját vizsgáltuk meg: Cr, Zn, Ni, Ba, Mn, Ni, Ti, Cu, Sr, Ca, Mg, Fe, Al, V, Mo, Pb, Co, Cd, P, As, Na, Li, K.

Statisztikailag a finomszemű "barna" összletet (és korlátozottan a kavicsos betelepüléseket) tudjuk jellemezni; a pannon homokból és a limonittal cementált üledékből mindössze egy-egy mintánk van. Az egyes talajtani szintek elemtartalmait (*IV–V. táblázat*) összehasonlítva egyetlen tendenciát jelölhetünk ki, és ez a bemosódás. A leszálló víz (a Ba, Sr, Al, Pb, Na és Ti kivételével) kimossa egyrészt az agyagot, másrészt az oldható ionokat a talajból, ahol a kationok zömmel szerves komplexekben fordulnak elő.

A humusztól reduktív környezetet elhagyva ezek a komplexek lebomlanak, és a további elemvándorlás, illetve -felhalmozódás fő tényezője az üledékek porozitása.

A C szint kavicsos lencséiben több a Mn és a Cr, kevesebb a Ca és a Mg (Li), mint ugyanitt a finomabb szemcseösszetételű üledékekben. Amint BARTHA et al. (1987) kimutatta, ez annak köszönhető, hogy a durvább szemű üledékek pórusai levegősebbek, míg a kőzetlisztes agyag pórusait feltöltő kapilláris víz az év nagy részében meggátolja az oxigén bejutását. A változó vegyértékű Fe, Cr és Mn kiválik a levegős, durva pórusokban, és a vashidroxidok megkötik a leszálló víz arzéntartalmát is. Szükségképpen a háromfázisú zónában az oldatosan vándorló elemek folyamatosan két elemakkumulátor fázis: az agyag és a vashidroxid között oszlanak meg.

A fentiekkel részleges összhangban a B szint egyetlen, kavicsos mintájában (6/2) a szint minden más mintájánál több a Fe, Mg, Pb és As — egyúttal kevesebb a részben az agyagásványokhoz kötődő Cr, Zn, Ni, Ba, Cu, Ti, Sr, Al, Co — ugyanis a két vegyértékű kationok itt legalább részben az agyagásványokhoz kötődnek. E két összevetésből valószínűsíthetjük, hogy a leszálló oldatokból az agyag és a vas eltérő körülmények között és mélységben ülepszik ki.

E feltételezés ellenőrzésére mindhárom szintben megvizsgáltuk az elemek korrelációs kapcsolatait. A korrelációs együtthatók eloszlása valamennyi képződménytípusban (leginkább az A_2, legkevésbé a B szintben) a normálishoz közeli; várható értékük alig tér el a 0-tól (az A1 szintben 0,06, az A_2 szintben 0,04), azaz a korrelálatlan geokémiai háttérben várhatótól. Ebből arra következtethetünk, hogy az egyes minták/szintek elemkoncentrációinak különbségeit nem annyira a

III. táblázat. A „barna" összlet elemtartalmai (kavicsos betelepülések nélkül)

Table III Element content of the „brown soil" (without pebbles)

Minta-szám	Mélység	Agyag	Kőzetliszt	Homok	Kavics	Cr	Zn	Ni	Ba	Mn	Cu	Ti	Sr	Ca	Fe	Mg	Al	V	P	Pb	Co	As	Na	Li	K
	m	%				g/t								%				g/t							
1/1[1]	0,00–0,20	14,8	47,4	36,1	0,9	17,5	22,3	8,8	50	75	7,5	1100	15,8	0,55	1,04	0,75	4,26	15,5	125	28,5	10,5	8,0	335	8,5	880
1/3[2]	0,20–0,40	33,8	47,9	17,4	0,6	35,8	66,2	25,7	122	255	18,7	850	27,6	0,41	0,89	0,36	5,53	31,6	85	18,5	12,0	5,0	225	10,0	650
1/4[2]	0,40–0,60	34,5	42,1	29,8	0,6	34,2	60,4	31,3	180	620	25,4	755	22,3	0,73	1,08	0,42	4,98	27,6	115	22,5	15,4	11,5	235	9,5	740
1/5[2]	0,60–1,00	37,7	46,1	14,7	0,5	33,8	75,5	42,4	150	1100	36,2	120	27,5	1,02	1,58	0,48	3,58	30,5	220	18,0	22,8	20,6	266	12,4	1150
2/1[1]	0,00–0,05	26,1	57,4	15,1	0,6	22,4	11,5	8,5	220	85	13,0	66	24,5	0,12	1,06	0,23	5,83	10,6	66	18,5	7,5	6,0	710	7,5	660
2/2[1]	0,05–0,15	25,7	50,6	16,4	6,1	25,5	20,3	10,6	105	125	10,5	150	32,6	0,56	0,32	0,43	6,01	12,5	56	25,0	10,2	8,5	250	12,0	580
2/3[2]	0,15–0,40	35,5	50,6	13,7	0,0	35,5	28,3	22,5	250	655	20,6	210	33,7	0,67	0,45	0,33	4,52	10,6	75	22,0	20,4	12,0	650	22,4	1200
2/5[2]	0,70–1,05	38,9	43,4	16,6	0,2	42,0	22,5	25,4	118	250	18,4	225	27,5	0,36	2,49	0,45	3,76	20,4	122	18,5	37,5	27,4	440	15,6	1450
3/1[1]	0,00–0,25	22,8	51,0	25,1	0,0	11,6	30,5	10,5	226	850	15,3	355	12,6	0,12	0,69	0,55	3,54	22,6	85	27,0	18,0	5,8	880	7,5	1300
3/2[1]	0,25–0,50	26,9	43,8	27,8	0,3	22,5	28,6	27,4	225	1100	22,4	155	43,5	0,46	1,26	0,36	2,69	18,6	112	32,5	25,8	22,5	150	12,5	1250
3/4[3]	0,75–1,05	52,4	24,6	22,3	0,0	45,6	42,4	66,5	252	1300	32,5	220	25,4	0,85	1,36	0,46	4,56	30,6	220	52,5	45,5	28,8	220	25,1	1520
3/5[3]	1,05–1,15	55,9	30,4	13,0	0,0	45,8	46,4	59,6	240	1150	40,6	115	34,5	0,92	2,25	0,46	3,85	33,4	305	25,5	88,3	35,5	215	18,5	1600
3/7[3]	1,40–1,50	55,7	26,8	16,5	0,0	38,5	28,6	60,4	155	1250	38,5	162	36,5	0,56	9,86	1,03	4,43	55,8	285	28,5	75,4	85,2	255	35,0	1450
4/1[1]	0,00–0,20	26,1	60,0	10,9	2,0	27,8	80,2	26,1	114	1580	13,4	303	13,5	0,29	2,07	0,37	1,36	34,2	508	29,6	14,7	10,3	475	14,1	1770
4/3[2]	0,40–0,60	49,0	44,4	5,8	0,0	55,7	115,6	35,5	210	1250	26,8	165	20,5	0,53	1,66	0,25	2,58	52,1	336	29,6	23,4	8,5	525	26,2	1650
4/5[3]	1,00–1,25	53,1	37,9	7,8	0,2	65,8	126,5	32,5	228	1365	38,8	225	55,3	0,84	2,56	0,37	3,57	66,4	122	45,5	25,4	11,6	565	30,5	1840
4/7[3]	1,50–1,80	50,7	37,1	10,2	1,3	49,6	103,8	17,5	185	1650	30,5	127	22,4	0,62	6,55	0,42	2,85	56,8	402	33,5	28,6	27,6	490	18,5	1750
4/8[3]	1,80–2,00	56,3	30,8	11,0	1,3	61,3	87,6	50,8	195	1090	33,0	215	19,0	0,54	4,39	0,62	2,96	67,3	376	18,6	24,8	16,8	265	21,7	1810
5/2[2]	0,20–0,40	37,1	53,1	8,2	0,6	32,6	74,1	26,2	123	940	15,6	98	11,1	0,13	2,77	0,43	1,79	46,7	239	24,4	18,9	13,7	404	17,4	1500
5/3[3]	0,40–0,70	55,0	36,6	5,6	2,4	72,3	102,5	66,0	202	1120	27,9	77	22,0	0,68	8,65	0,73	3,35	55,4	405	16,3	28,5	30,5	1116	31,0	2060
5/6[3]	1,30–1,60	61,2	30,8	4,3	3,3	105,5	95,6	25,5	155	1650	29,6	70	27,5	0,33	10,56	0,67	4,22	70,0	335	11,6	31,5	41,5	203	42,5	1750
5/8[3]	1,80–2,10	59,2	29,7	4,9	4,8	67,2	83,2	55,8	223	842	33,3	80	28,8	1,00	5,05	0,65	3,71	84.2	174	22,9	28,0	18,5	257	22,9	1790
6/1[1]	0,00–0,15	20,7	49,0	21,7	7,6	32,5	70,5	17,6	82	1190	8,5	175	11,1	0,24	2,21	0,17	1,23	44,3	331	36,9	19,2	9,8	426	11,5	800
6/4[3]	0,50–0,90	56,2	20,2	13,6	9,1	22,5	55,4	20,5	96	1050	18,6	225	12,5	1,06	8,84	0,37	1,13	27,5	155	22,5	12,4	44,5	160	17,6	1120
	Kr-W*	20,23	17,56	7,05	—	15,2	6,4	9,48	2,6	6,36	15,25	6,59	1,45	8,4	13,22	5,5	0,39	10,63	5,27	3,38	10,6	12,9	1,26	14,52	9,77

[1] — „A" szint, [2] — „B" szint, [3] — „C" szint, Kr-W — a Kruskal-Wallis-próba eredménye. Szignifikancia-szintek: 90% = 4,6, 95% = 6,0, 99% = 9,2, 99,9% = 13,8

V. táblázat. Az egyes talajszintek elemtartalmainak összevetése

Table V Comparison of the element contents of soil zones

Szint	Agyag	Kőzetliszt	Homok	Cr	Zn	Ni	Ba	Mn	Cu	Ti	Sr
A–B	A<B[1]			A<B[1]		A<B[2]			A<B[1]	A<B[3]	
A–C	A<C[1]	A > C[1]	A > C	A<C[1]	A<C[1]	A<C[2]			A<C[1]		
B–C	B<C[1]	B > C[1]		B<C[3]				B<C[2]	B<C[2]	B>C[2]	

Szint	Ca	Fe	Mg	Al	V	P	Pb	Co	As	Na	Li	K
A–B							A>C				A<B[3]	
A–C	A<C[3]							A<C[3]	A<C[3]		A<C[2]	
B–C		B<C[2]	B<C[3]			B<C[3]		B<C[3]	B<C[1]		B<C[2]	B<C[1]

A Mann-Whitney próba szignifikancia-szintjei:[1] — 99%,[2] — 98%, [3] — 95%,[4] — 90%

talajosodás határozza meg, mint inkább az egyes elemakkumulátor fázisok mennyiségei, tehát a lehordási területek különbözőségei (anyagszolgáltatás) és a lerakódás körülményei (szemcse-, illetve pórusméret).

Következtetések

A Szombathelytől délnyugatra fekvő területen talajszelvényeink pannon, felső pleisztocén és holocén korú üledékeket tártak fel; ezek legnagyobb részét a térképek a nyugat-Magyarországon gyakori, felerészt agyagásványokból álló „barnafölddel" azonosítják. A leggyakoribb agyagásvány a montmorillonit-illit, amit részben elsődleges, részben színes ásványokból keletkezett, másodlagos klorit kísér.

Az agyagos-kőzetlisztes mátrixban változó mennyiségű homok mellett helyenként kavicsokat is találunk; az uralkodóan finomszemű összletbe három feltárásunkban is pár deciméter vastag, rosszul osztályozott, homokos-kavicsos zsinórok, illetve lencsék települnek. A kavicsok többsége jól körülhatárolható vízgyűjtő területekről: a Vas-hegyről, a Pinkaóvár környékén feltárt felsőcsatári zöldpalából, a Pinkaóvártól Ny-ra erre tolódott devon pikkelyből és Vas-hegytől DNy-ra megtalálható szerpentinitekből pusztult le.

Ezt a vízgyűjtő területet a finomszemcsés frakció ásványos összetétele alapján jelentősen tovább tagolhatjuk. Mivel a jura fillitekből származtatható muszkovit csak az 1., 2. és 3. szelvényben fordul elő (de ott konzekvensen), bizonyosra vehető, hogy az e szelvények anyagát lerakó patak vízgyűjtője a 4–6. szelvények patakjától Ny-ra (távolabb) terjedt ki.

Az 1. szelvény 6. mintájában talált vermikulit csak a Badersdorftól D-re ismert szerpentinitek mállásterméke lehet: ez a fél méter vastag réteg egy harmadik vízgyűjtőről érkező és átmenetileg erre kanyargó patak üledéke.

Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a „barna" összlet kutatási területünkön semmiképp sem eolikus képződmény: anyagát a jelenlegi államhatár túloldaláról érkező, legfeljebb pár tucat négyzetkilométeres vízgyűjtőjű patakok rakták le. A finomszemű

összletet ártéri üledéknek tekinthetjük, a kavicsos zsinórok, illetve lencsék pedig a medrekben vagy parti hátakon rakódhattak le. A nyugat-dunántúli kavicstakarót nem értük el.

A rétegsor ásványtani-geokémiai arculatát két folyamat határozza meg: a fentebb részletezett üledékképződés és az agyagbemosódás. A talaj „A" szintjében az agyagtartalom mindössze 15–25%, az akkumulációs szintben mindenütt 50%-nál is több.

Az „A" szintben a montmorillonit dominál, a szelvények alján a durvaszemű betelepülésekben pedig, az illit. Az agyagfrakció részarányával nő (az illit rovására) a minták montmorillonit-tartalma is.

Vizsgálataink alapján a feltárt üledékek keletkezésében három, ásványtanilag és geokémiailag megkülönböztethető fázist tételezünk fel: száraz, hideg éghajlat alatt a fizikai aprózódást, mérsékelten csapadékos klíma alatt, semleges vagy gyengén lúgos közegben az agyagosodást és a jelenkorinál melegebb, időszakosan csapadékos éghajlat alatt erőteljes bontást savas közegben. A legtöbb, vizsgált alkotó mozgása kimutathatóan deszcendens; az agyagbemosódás mellett a durvább szemű üledékekben a vasakkumulációs szint kialakulása is megkezdődött.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők ezúton fejezik ki köszönetüket a Magyar Állami Földtani Intézet fázisanalitikai laboratóriuma kutatóinak, közöttük dr. KOVÁCS-PÁLFFY PÉTERNEK és dr. FÖLDVÁRI MÁRIÁNAK, valamint az Intézet kémiai laboratóriumának a minőségi és precíz analitikai eredményekért, valamint a Szombathelyi Erdészet munkatársainak a talajszelvények feltárásáért. Munkánk eredményeinek közérthetővé tételéért rengeteget tett dr. Szentpétery Ildikó: ha fáradozása netán csak részleges sikert hozott volna, az csakis a szerzők hibája lehet.

Jelen tanulmány az OTKA T-025925. sz. pályázata anyagi támogatásával készült.

Irodalom — References

ÁDÁM L. 1962: A rábántúli kavicstakaró. — *Földrajzi Értesítő* **11**, 41–52.

BALOGH K., ÁRVÁNÉ SÓS E., PÉCSKAY Z. **et al.**, 1983: Kronológiai tanulmányok a Kőszegi hegység metamorf kőzetein. — Kézirat, ATOMKI, Debrecen.

BARTHA A., FÜGEDI P. U., KUTI L., 1987: Fiatal, laza üledékek mikrotápelem vizsgálata a Bodrogközben. — *MÁFI Évi Jel. az 1985. évről,* 165–186..

BENDEFFY L. 1929: Morfológfiai megfigyelések a Vashegy-csoportban. — *Földrajzi Közlemények* **57**, 21–30.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1963: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — *MÁFI Évi Jelentése 1960-ról,* 7–20.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1964: A Kőszegi-hegység és a Vas-hegy földtani felépítése. — *Melléklet a Magyarhoni Földtani Társulat nyugat-magyarországi vándorgyűléséhez.* V. 28–31. 1–6.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1965a: Felsőcsatári talk- és szerpentinelőfordulás ismertetése és Cr-Ni-Co tartalmának vozsgálata. — *OFG Adattár,* 1–25.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1965b: A Nyugat-Magyarország kristályos paláinak geokémiai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jelentése 1963-ról.* 149–156.

FINK J. 1963: Felszínformálódás az Alpok keleti peremén. — *Földrajzi Közlemények* **11 (87) 2,** 141–144.

FRANYÓ F., ERDHARDT GY., JASKÓ S., JUHÁSZ Á., SZÉLES M., SZŰCS L. & WEIN GY. 1976: Magyarázó Magyarország 200.000-es térképsorozatához. L-34-XI. Zalaegerszeg. — *MÁFI kiadvány,* 7–144.

HEGYI J. 1965: Nyugatmagyarországi kavicsanyag vizsgálata. — *OFG Adattár,* 8–52.

HOLLANDER, M. & WOLF, D. 1973: Nonparametric statistical methods. — Wileyand Sons, New York, 173 p.

Illés Gy. 1954: Évi részletes jelentés a szombathelyi tégla- és cserépagyag kutatásról. — *OFG Adattár*, 1-24.
Ivancsics J. 1997: Velemi Mészfillit Formáció $^{v}J_{2-3}$ — In: Császár G. (ed.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. MÁFI, Budapest. p. 87.
Kisházi P. & Ivancsics J. 1985, 1986: Magyarország Geológiai Alapszelvényei: Kőszegi-hegység, Cák, felső kőfejtő, Kőszeg Szabó-hegy, velemi út bevágása, Szabó hegy, szerpentin út, Borospincék völgyfője, szirt, szurdok-völgy, Velem, Szent Vid-hegyi Szépkilátó útbevágás, Bozsok, Ny-i lejtő, kőfejtő. —A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa,.Budapest
Korpás L. & Hofstra, A., H. 2000: Carling Gold in Hungary. — *Gaeologica Hungarica series Geologica* 24, 131–303.
Korpásné Hódi M. 1998: A medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana — In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk): *Magyarország képződményeinek rétegtana*. 453–468.
Krizsán P. & Radnóti E. 1967: A felsőcsatári talk- és szerpentinelőfordulás összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. — I. OÉÁ Pilisvörösvár, 3–55.
Lelkes–Felvári Gy. 1998: Nyugat–magyarországi metamorfitok. — In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk.): *Magyarország képződményeinek rétegtana*. 55–71.
Nagy E. 1972: Vizsgálataink a Kőszegi-hegységben. — *MÁFI Évi Jelentése 1970-ről*, 197–207.
Nagy K. 1958: A felsőcsatári talk és kísérő kőzeteinek ásványtani vizsgálata. — *OFG Adattár*, 2–15.
Paahr, A. 1960: Aufnahmensbericht 1960. Blatt Oberwart (137). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 53–54.
Paahr, A. 1961: Aufnahmensbericht 1960. Blatt Oberwart (137). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 42–43.
Paahr, A. 1962: Aufnahmensbericht 1961. Blatt Oberwart (137). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 42–44.
Paahr, A. 1963: Aufnahmensbericht 1962. Blatt Rednitz (138). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 34–35.
Paahr, A. 1964: Aufnahmensbericht 1963. Blatt Rednitz (138). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 31–32.
Paahr, A. 1965: Aufnahmensbericht 1964. Blatt Oberwart (137). Kristalliner Anteil. — *Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt* Wien, 33–34.
Pálffy J. 1974: Nárai durvakerámiai agyagkutatás. — *Országos Tégla- és Cserépipari Egyesület, OFG Adattár*, 1–4.
Scharek P. 2004: A Kőszegi-hegység földtani térképe. M=1:100 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet digitális kiadványa*
Schönlaub, H. P. (ed.) 2000: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200 000. — *Geologische Bundesanstalt*, Wien, p. 130.
Sommssich L.-né & Csajági Zs. 1977 A toronykörnyéki lignitkutatási terület összefoglaló földtani jelentése. — *OFG Adattár*, II. 1–98. Várpalota
Stefanovits P & Bidló G. 1963: Barna erdőtalaj-típusok agyagfrakcióinak vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **93. (Agyagásvány-füzet)**, 40–49.
Stefanovits P. 1972: Pangóvizes barna erdőtalajok genetikája. — *Agrártudományi Közlemények* **31**, 189–193.
Stefanovits P. 1981: *Talajtan.* [Második, átdolgozott kiadás.] — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 380 p.
.Szendreiné Koren E. 1999: Különböző klimatikus viszonyok között előforduló többletvíz kutaktól független erdei termőhelyek talajtípusai — elsődlegesen barnaföldek és agyagbemosódásos barna erdőtalajok — száradási folyamatának vizsgálata különböző erdőállományok esetében. — *OTKA T–025925 zárójelentés.* ERTI 0–14.
Varrók K. 1955: Felsőcsatár környékének földtani felépítése, talkum- és vasérc-előfordulásai. — *MÁFI Évi Jelentése 1953-ról (2)*, 479–490.
Varrók K. 1956: Összefoglaló földtani jelentés a felsőcsatári talkum-kutatásról. II. Rövid földtani jellemzés. — *OFG Adattár*, 8–14.
Vendel M. 1967: A felsőcsatári talktelepek genetikája. — *BKI Petrográfiai osztálya* Sopron, *OFG Adattár*, 5–6.
Vendel M., Kisházi P., 1967: A felsőcsatári talktelep genetikája. — *Bányászati Kutató Intézeti Közleményei különkiadványa*, 153 p..
Winkler–Hernander, A. 1955: Ergebnisse und Probleme den quartären Entwicklungsgeschichte im östlichen Alpensraum ausserhalb der Vereisausgebiete. — *Denkschrift Akad. Wiss.* Wien 110–112.

Kézirat beérkezett: 2006. 10. 20.

I. tábla — Plate I

1. kép: Limonitos kötőanyagú kavicsszint (lim+kv) az 1. talajszelvényben (Pornóapáti).

Photo 1. Limonite cemented pebble level (lim+kv) in soil profile No. 1. (Pornóapáti)

2. kép. Vörös limonitkéreg a pannóniai homok eróziós felületén a 3. talajszelvényben (Dozmat).

Photo 2. Red limonite crust on the erosion surface of the Pannonian sands, in soil sampling section No. 3. (Dozmat)

3. kép. Szerpentinit, opak ásványok; kavics a 2. talajszelvényből (Pornóapáti), 1,50 m mélyről. Vékonycsiszolat, + nikolok, a fénykép hossza 4 mm.

Photo 3. Serpentinite and dark minerals, pebble piece from soil profile No. 2 (Pornóapáti). Thin section, + Nichols, the long side of the photo measures 4 mm.

4. kép. Héjas szerkezetű, limonitos vasborsó: 6. talajszelvény (Felsőcsatár), 16 m. SEM felvétel; a kép hossza 0,5 mm.

Photo 4. Iron hydroxide pellet with coated structure from soil profile No. 6 (Felsőcsatár), 160 cm. SEM micrograph, the long side of the photo measures 0,5 mm.

II. tábla — Plate II

1. kép. Függönyszerű, csipkézett montmorillonit lapocskák. 5. talajszelvény (Vaskeresztes), 2,00 m. SEM felvétel

Photo. 1. Courtain-like, indented montmorillonite sheets. Soil profile No. 5 (Vaskeresztes), 2,00 m; SEM micrograph

2. kép. Saját alakú kloritlapocskák. 2. talajszelvény (Pornóapáti), 1,30 m. SEM felvétel.

Photo 2. Euhedral chlorite sheets. Soil profile No. 2 (Pornóapáti), 1,30 m. SEM micrograph

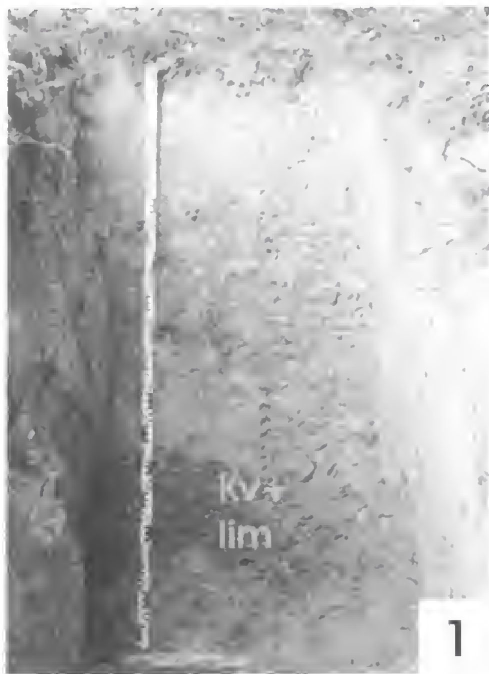
3. kép. Diffúz limonitfészek (l) agyagban. 2. talajszelvény (Pornóapáti), 1,70 m. Felületi csiszolat.

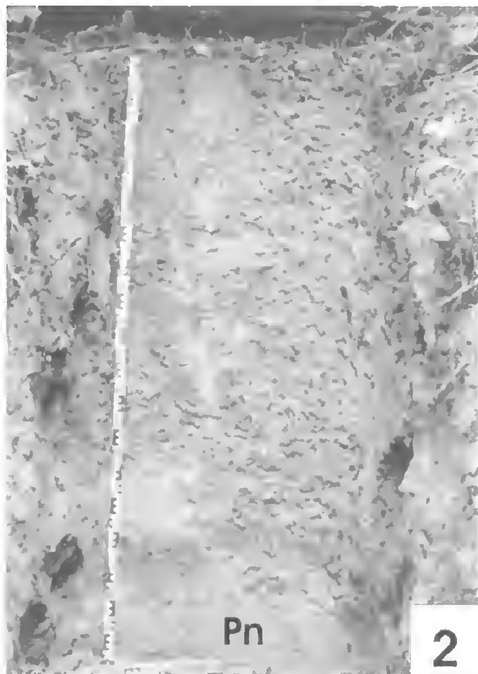
Photo 3. Limonite nests (l) in clay. Soil profile No. 2 (Pornóapáti), 1,75 m. Polished surface.

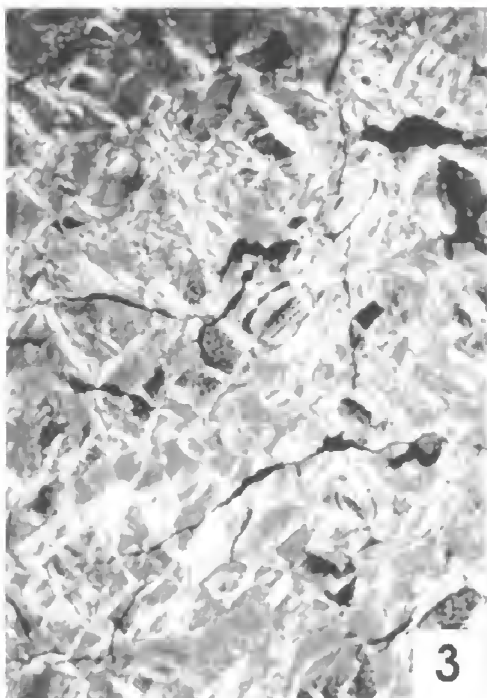
4. kép. Homokszemcséket cementáló, goethitszálas limonitgél (L), magnetit szemcsével (M). 6. talajszelvény (Felsőcsatár), 1,90 m. Felületi csiszolat

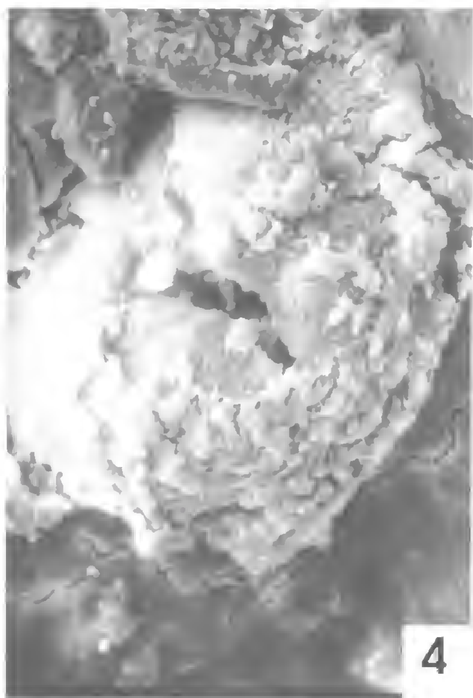
Photo 4. Sandstone with limonitic (L) cement and with a magnetite grain (M). Soil profile No. 6 (Felsőcsatár), 1,90 m. Polished surface

I. tábla — Plate I

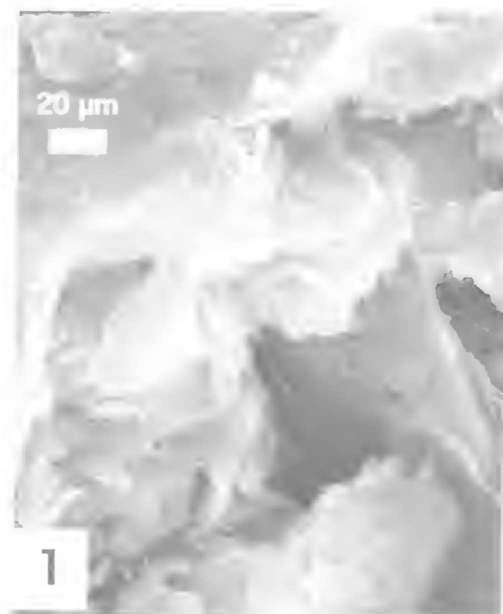


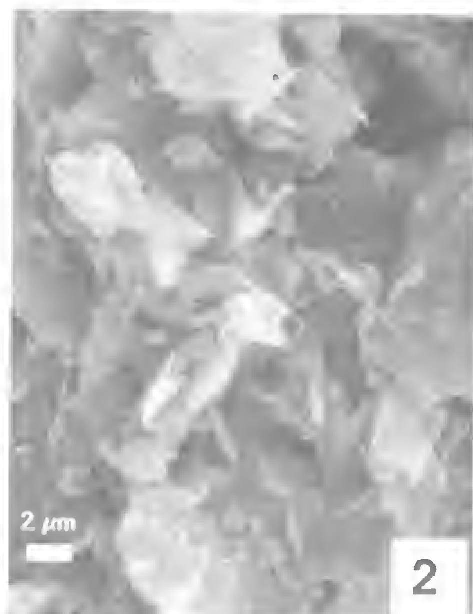


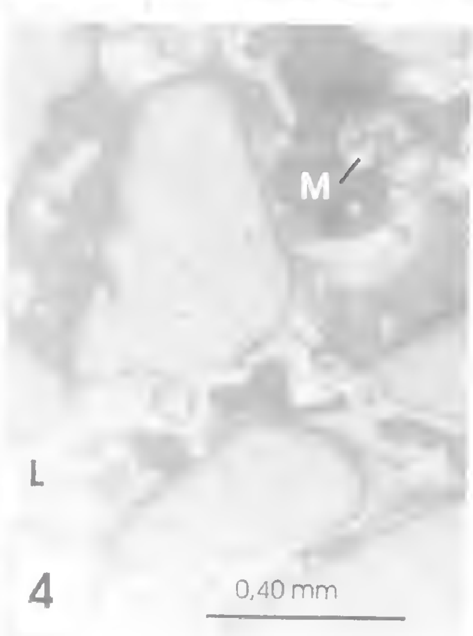




II. tábla — Plate II







Földtani Közlöny 137/3, 389–405. (2007) Budapest

Az esztergomi Strázsa-hegy és a Sátorkőpusztai-barlang fejlődéstörténete

Geological history of the Strázsa Hill and Sátorkőpuszta Cave (near Esztergom, Hungary)

SÁSDI László[1]

(2 ábra, 2 táblázat, 8 fotó)

Tárgyszavak:kalcit, gömbfülke, gipsz, kondenzvíz-korrózió
Keywords: pit, gypsum, condensed water corrosion

Abstract

In the Dachstein Limestone of the Strázsa Hill (which includes the cave) little pits had already evolved in the Cretaceous and these were filled with red dripstone material. The eroded form of this material can be found at the level of the cave, near an open fault line. During the course of the most recent karstic process new pits occured in the Eocene, in the Middle Eocene transgression these were filled with tha siliciclastic sandstone of the Tokod Formation and concurrently with calcite veins. It was probably during the Late Eocene – Middle Miocene volcanic activation that the system of boxwork fission cracks and the filling of calcitic dikes occured. Slightly later there appeared the pyrite-calcite-barite veins which cut trough this system. In the zone of the boxwork the Hall of Benedek Endre is a "consequence" pit. Later this pit was filled with Oligocene material. The filling material was covered by dripstone and dolomite layers. Botryoids developed on these layers and these were then covered by gypsum layers. The evaporation of the temperate karstic water slacked the system of the channels and solution packets during the cold period of the Pleistocene. This procedure took place in two phases with the growth of the botryids and the precipitation of the gypsum layer. The disolved carbonate built up the dripstones of the lower levels.

Összefoglalás

A barlangot magába foglaló Strázsa-hegy triász Dachsteini Mészkövében már a kréta időszakban kialakulhattak kisebb üregek, melyek vörös cseppkőképződményekkel töltődtek ki. Ennek lepusztult anyaga a barlang legfelső szintjében egy nyitott törésvonal mentén fellelhető. Az eocén folyamán újabb karsztosodási fázis során újabb üregek keletkeztek, melyek a középső-eocén transzgresszió során töltődtek ki a Tokodi Formáció kvarchomokkövével, vele párhuzamosan (tengeri eredetű?) kalciterekkel. Feltehetően az eocén végi, illetve a miocén közepén lezajlott vulkáni működés során alakult ki a barlang alsó szintjén található ún. boxwork repedés- és az azokat kitöltő kalcittelér rendszer, majd egy későbbi fázis során azokat metsző pirit-kalcit-barit erek. A boxwork zónájában omlással kialakult Benedek Endre-termét konzekvencia üregként foghatjuk fel. Ezt a későbbiekben oligocén üledékek behalmozott anyaga töltötte fel, melyen cseppkő és dolomit anyagú kérgek rétegei rakódtak le. Ezt követte a teremben ismert borsókő kiválás, majd az azokat bevonó gipszkérgek kialakulása. A feltehetően a közeli terem szintjében elhelyezkedő langyos karsztvíz párolgása során a feláramló pára oldhatta ki a felső szint áramlási csatorna- és gömbfülkerendszerét a pleisztocén hidegebb időszakában, borsókő- és gipszkiválással megszakítva, két fázisban, kondenzvíz korrózióval. A kioldott anyag egy része az alsóbb szintek cseppkő jellegű oszlopainak keletkezésében játszott szerepet.

[1]H–2233 Ecser, Bercsényi út 6., e-mail: saska55@freemail.hu

Elhelyezkedés

A két Strázsa-hegy Esztergomtól DK-re, egy ÉNy–DK-i csapású hegyvonulatként húzódik. A 324 m hosszúságú, 45 m vertikális kiterjedésű Sátorkőpusztai-barlangot magában foglaló Nagy-Strázsa-hegy magassága 307 m, míg az ÉNy-i Kis-Strázsa-hegyé 232 m. A kis magasságú hegyvonulat DK-i folytatásában a Pilis magasabb régióihoz csatlakozó 424 m-es Fehér-szirt és az 507 m-es Kétágú-hegy emelkedik. A két Strázsa-hegyeől ÉK-re kis kiterjedésű medence, majd a Visegrádi-hegység vulkáni kőzetekből felépült hegyei következnek, DNy-felé a Dorogi-medence határolja. Közvetlen DK-i szomszédságában a vulkáni kőzetanyagú Babszky (Tábla)-hegy található. A barlang a Nagy-Strázsa-hegy DK-i végében, egy mára felhagyott kőbányában, 272 m tszf. magasságban nyílik. A bejárat mellett, a felszínen számos gömbfülke látható a falban, melyek egykor a barlangrendszerhez tartozhattak, csak a bányászat során táródtak fel. A kőfejtőtől Ny-ra kb. 100 m-re található a hatalmas, felszakadt bejárati szádával rendelkező, Strázsa-barlang, melynek szomszédságában további, kis méretű üregek nyílnak.

Kutatástörténet

A Sátorkőpusztai-barlang 1944-ben nyílt meg a Strázsa-hegy DK-i végében akkoriban német fennhatóság alatt működő Honvédkincstári mészkőbányában, azonban első bejárására csak 1946-ban került sor, ami 5 dorogi fiatal természetjáró KRAMPE Géza, LEPÉNY Károly, VÁRHIDY Dezső, VÁRHIDI Károly és VIRÁGH Imre nevéhez fűződik. Híradásuk nyomán JAKUCS László is bejárta a barlang felső szintjét. Ezt követően 1946 augusztusában VENKOVITS István, JAKUCS László és NICK Matild járták be a járatok nagy részét, majd azokat a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából (SZALAY 1947) VENKOVITS – az intézet kísérletügyi segédtisztje – az akkor még egyetemista JAKUCScsal felmérte a barlang járatait, s ásványtani vizsgálatokat is végzett. Felmérésük alapján JAKUCS L. még abban az évben elkészítette a barlang 3D-s gipszmodelljét (*1. ábra*). Kutatásaikról először előadásban számoltak be a Magyarhoni Földtani Társulat ülésén (VENKOVITS 1946). Az eredmények, illetve a barlang vázlatos leírása több publikációban látott napvilágot (JAKUCS 1948; JAKUCS & KESSLER 1962). JAKUCS a barlangot a hévizes genetika prototípusaként említette, s ő volt az első, aki a barlang keletkezését, illetve a gipszképződmények kialakulását VENKOVITS ötlete alapján (JAKUCS 1959) a kénsav szerepének tulajdonította. A gömbfülkék porló falának kialakulását aragonit kiválással, illetve annak kalcittá alakulása közbeni térfogatváltozása során fellépő porlódásnak tulajdonította. Sajnálatos, hogy az ásványtani elemzések adatszerű eredményei nem kerültek publikálásra, s a barlangról csak általános leírásokat közöltek. Későbbi ismertetések ezeken a leírásokon alapultak (KOCH 1985; KORDOS 1984.).

A továbbiakban többen is vizsgálódtak a barlangban, ezekről azonban csak szórványadatok kerültek közlésre. MIKSA (1955.) a kalcittelérek alapján 3 kiválási fázist különített el, csökkenő kiválási hőmérséklet mellett. NÁDOR (1990) néhány elemzést közölt az itt található ásványokról. A barlang kialakulása, genetikája nem került kidolgozásra, csak részletes állapotfelvétele történt meg (KRAUS 1988). Ez a helyzet állt fent 2002-ben is, amikor a „Magyarország fokozottan védett barlangjai" című

könyvben a barlang ismertetője (TAKÁCSNÉ BOLNER K.) a feldolgozatlanság következtében csak általános említéseket tudott tenni.

A szűkebb terület földtani, karsztfejlődéstörténeti vizsgálata ugyancsak hézagos volt. Részletes földtani vizsgálatok szinte kizárólag a közeli Lencse-hegy térségében folytak fúrásos kutatással kiegészítve, ahol ezek eredményeként szénbányászat is beindult. A hegy térségében csak 10 000-es méretarányú térképezést végeztek (NAGY 1964a, b, 1966, 1982.) melynek eredményei nyomtatott térképen láttak napvilágot (NAGY & SIPOSS 1969). A Strázsa-hegy paleokarsztjairól csak említés szintű közlések kerültek publikálásra (SÁSDI 1995, 2000), illetve lokális, paleokarsztos jelenségekről számoltak be (VERESS et al. 2005).

1. ábra. A barlang JAKUCS L. által készített gipszmodelljének rajza

Fig. 1. Gypsum model of the Sátorkőpuszta Cave by László JAKUCS

Földtani környezet

Rétegtani felépítés

A két Strázsa-hegyen és környezetükben ismert legidősebb kőzet a késő-triász karbonátplatformon képződött Dachsteini Mészkő. Ennek „B" (algagyep) és „A" (paleotalaj) tagja egyaránt ismert, a „C" tag – Megalodusos rétegek – nem láthatók. Felszínen és a barlangban több helyen tanulmányozhatók az algalaminites „B" szint rétegei, míg a paleotalajos „A" tagok – néhol a hullámzás által felszaggatott klasztjaival – jelenleg csak a barlang felső szintű járataiban figyelhetők meg. A kémiai vizsgálatok szerint (*I. táblázat*) ezeknek a szinteknek az anyaga csak hematittal szennyezett mészkőnek tűnik, az RTG eredmények szerint (*II. táblázat*) nagyon kevés agyagásvánnyal. Számos helyen a laminites-onkoidos rétegek hullámzás által felszaggatott tömbjei alkotják a kőzet anyagát. Itt teljesen rétegzetlen, máshol a rétegek dőlése általában ÉK-i, a dőlés szöge 30° körüli. A mészkő általában üde, fehérvilágosszürke színű. A barlangban porlott változata is megfigyelhető, mely sok helyen szürkés, sárgás, mállott felszínű.

A Strázsa-hegy területén fiatalabb mezozoos kőzetek nem fordulnak elő. Jura üledékek (Hierlatz Mészkő F., Tölgyháti Mészkő F., Lókúti Radiolarit F. Pálihálási Mészkő F., Szentivánhegyi Mészkő F.) felszínen legközelebb az Öregszirten fordulnak elő, fúrásokban az Esztergom–61 és –80-as jelűekben harántolták (KORPÁS 1998). Kréta üledékek (Berseki Márga F.) a Strázsa-hegytől É-ra, csak fúrásokban váltak ismertté (E–61, E–80, E–91).

I. táblázat. A Sátorkő-pusztai-barlang ásványos és üledékes kitöltése kémiai elemzéseinek eredményei
Table I. Chemical analysis of the cavity filling of Sátorkő-puszta Cave

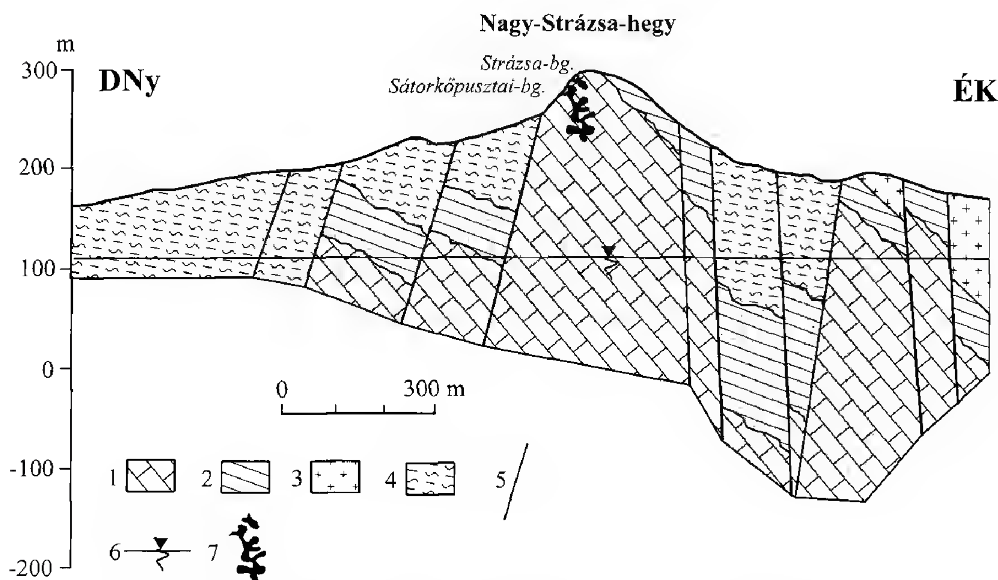
Lelőhely	Anyag típusa	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	-H2O	+H2O	CO_2	SO_3
Középső szint	Triász paleotalaj	0,286	1,39	2,22	52,9	0,521	0,19	1,83	40,3	0,197
Középső szint	Sárga agyag	55,6	23,9	6,17	0,957	0,46	0,92	9,07	0,455	
Középső szint	Kőzetmálladék	0,441	0,353		55,6	0,283	0,08	1,59	41,3	
Középső szint	Vörös agyag (vékony)	8,65	8,22	0,921	44,5		0,14	4,02	32,9	
Középső szint	Vörös agyag (vastag)	24,7	21,2	5,92	21,7		0,68	8,85	16	
Benedek Endre-terem	Szürke agyag	64,1	14,8	1,39	5,16	0,833	1,41	6,26	3,13	
Benedek Endre-terem	Szürke kéreg	2,33	1,38		31,7	12,5	5,5	2,72	29,4	13,8
Benedek Endre-terem	Gipszcseppkö				32,400	1,800	16,600		4,890	41,000
Benedek Endre-terem	Gipszkéreg				33,700		17,700		2,680	43,300
Benedek Endre-terem	Szürke réteg				34,800	8,060	8,120		24,400	21,300
Benedek Endre-terem	Csöves cseppkő				54,200	0,680	0,090		42,300	0,401
Benedek Endre-terem	Gipszoszlop belső				55,500	0,591	0,050		43,100	0,195
Benedek Endre-terem	Karbonát oszlop				55,700	0,411			42,900	

II. táblázat. A Sátorkő-pusztai-barlang ásványos és üledékes kitöltése RTG elemzéseinek eredményei
Table II. RTG analysis of the cavity filling of Sátorkő-puszta Cave

Mintavételi hely	Anyag típusa	Montmorillonit	Illit-montmorillonit	Illit	Kaolinit	Kvarc	Kalcit	Dolomit	Aragonit	Gipsz	Bassanit	Hematit	Amorf	Anhidrit
Benedek Endre-terem	Héjas szerkezetű cseppkő	2		6			87		2	2				
Benedek Endre-terem	Mikrokristályos gipsz (?)			3	1		15			81				
Benedek Endre-terem	Makrokristályos gipsz			4			7		2	86				
Benedek Endre-terem	Makrokristályos gipsz	1	1	3						95				
Benedek Endre-terem	Vékony kristályos kéreg	3		6			71		18	2				
Benedek Endre-terem	Gipszcseppkő	2	2	5	1		80	4	5					
Benedek Endre-terem	Borsókő			3			84	13						
Benedek Endre-terem	Borsókő	2	1	3	2		89	3						
Benedek Endre-terem	Héjas szerkezetű kéreg	1	1	3	1		90	3	1					
Benedek Endre-terem	Borsókő	3	2	2	2		90							
Benedek Endre-terem	Rostos gipsz	2	1	2			44			49	1			1
Középső szint	Kőzetpor	2		2		2	94							
Benedek Endre-terem	Gipsz alatti „habkő"	2		5	2		89	2						
Benedek Endre-terem	Pásztorbot			3	2		92	2						
Benedek Endre-terem	Szürke agyagkitöltés	3	4	7	23	42	15	1						
Benedek Endre-terem	Szürke kéreg				2	1	10	69		18			3	
Benedek Endre-terem	Vastag vörös agyag			2	33		57					5		
Benedek Endre-terem	Vékony vörös agyag	2	2	3	9		81			1	2		3	
Középső szint	Sárga agyag	2	3	4	47	35	1				3			
Középső szint	Lilás paleotalaj	2		4		2	86	2		1		3	3	

A Strázsa-hegytől KÉK-re az előzőekben már idézett földtani leírások szerint az alaphegységre települve középső-eocén édesvízi–csökkentsósvízi, kőszenes rétegsorozat (Lencsehegyi F.), majd tengeri márgaüledék (Csolnoki Márga F.), ezt követően homokkő, kovás homokkő (Tokodi F.), felette alárendelten felső-eocén nummuliteszes mészkő (Szépvölgyi Mészkő F.) települ. A hegy területén felszínen csak a homokkő helyenként erősen kovásodott, gyengén limonitosodott rétegei (2. *ábra*) és az ezt fedő nummuliteszes mészkő roncsai fordulnak elő. A homokkő rétegeket a kőfejtők feltárásaiban és a meredek sziklás felszíneken hasadék- és üregkitöltések formájában is megtaláljuk. Az eocén üledékek a mészkőben kialakult 1,5 m széles, 1–3 m magas árkokban azok aljzatára települve is fellelhetők a Strázsa-barlang nyugati szomszédságában, itt feltehetően egykori (középső-eocén?) barlang felszakadt változatával van dolgunk. A kőbányákban található eocén üledékek (üregkitöltés) (*1. kép*) jól rétegzettek, a rétegdőlés 15–20° ÉK felé. Helyenként vörös kalcit törmeléke, pirit mállása során létrejött limonitcsomók, elvétve ép pirit található bennük. Egy helyen a homokköves kitöltés nagykristályos kalcittal váltakozik, igazolva annak eocén időszaki kiválását.

A hegytől DNy-ra a Dorogi-medence fekszik. A határos területrész földtani felépítéséről csak az Esztergom–5 fúrás adatai alapján alkothatunk képet (KORPÁS 1998). Itt a kb. 200 m mélységben elhelyezkedő Dachsteini Mészkőre közvetlenül a fiatalabb középső-eocén rétegek települnek, a széntelepes összlet hiányzik. A hegyvonulattól ÉK-re hasonló a helyzet, ezt viszont már több fúrás rétegsora igazolja.



2. *ábra*. Vázlatos földtani szelvény a Strázsa-hegyen át. 1. Triász Dachsteini Mészkő, 2. Eocén üledék általában, 3. Eocén–oligocén riodácit, 4. Oligocén üledék általában, 5. Vető, 6. Karsztvíz piezometrikus szintje, 7. Barlangjárat

Fig. 2. Sketchy geological section of the Strázsa Hill. 1 Triassic Dachstein Limestone, 2 Eocene in general, 3 Eocene–Oligocene rhyolitic dacite, 4 Oligocene in general, 5 Fault, 6 Piezometric level of the karstic water, 7 Cave

1. kép. Eocén paleokarszt kvarchomokkő kitöltéssel a Strázsa-hegy kőbányájában (Fotó: Sásdi L.)

Photo 1. Paleokarstic cavity filled by Eocene siliciclastic sandstone in the wall of the Strázsahegy Quarry (Photo by L. Sásdi)

A Strázsa-hegytől DK-re található Tábla (Babszky)-hegy tömegét riodácit és andezit alkotja, melynek anyaga egy késő-oligocén és egy kora–középső-miocén vulkáni működés eredményeként keletkezett (NAGY 1964, 1966, 1982.). A közeli Lencse-hegyi-bánya feltárásai alapján ezek a vulkáni kőzetek telér formájában járják át az eocén és a magasabb helyzetű oligocén üledékeket. Dácit felszínen is kibukkan a Strázsa-hegytől néhány száz méterre ÉK-re.

A korai-oligocén során először átmeneti kiemelkedés és lepusztulás történt, mely máshol a teljes eocén rétegsort lepusztította, itt azonban ennek mértéke lényegesen csekélyebb volt. Ezt követően először a Hárshegyi Homokkő, majd a Kiscelli Agyag, felette a Mányi Homokkő rétegei települnek (KORPÁS 1998).

A környezetben a helyenként 100 m vastagságot is elérő oligocén agyagos-homokos üledékeken pleisztocén időszaki homokos, gyéren kavicsos üledékek fordulnak elő. Az itt hiányzó pannóniai üledékek, legközelebb Úny térségében ismertek. A visegrádi-hegységi vulkáni kőzetek területünkön, az említetteken kívül, nem ismertek.

Tektonikai viszonyok

A területen a legjelentősebb tektonikai vonalak ÉNy–DK-i és erre merőleges irányok mentén tanulmányozhatók. Ezek az irányok éppen a Strázsa-hegy peremén szembeötlőek, jól látható morfológiai változásokat is létrehozva, hiszen a Strázsa-hegy tömegének sasbérc jellegű blokkja ilyen csapású törésvonalak mentén emelkedett ki. Ettől ÉK-re a lencse-hegyi szénterület medencéje, DNy-ra az idáig elnyúló Dorogi-medence süllyedékei találhatók.

A további törésvonalak és zónák elsősorban a kőbányákban tárultak fel. Ezeknek a töréseknek a falaira általában kalcit/barit, vagy mindkét ásvány kristályai váltakozva váltak ki, s a terület ismert barlangjáratai egy részének ezek az ásványtelérek jelölték ki későbbi irányukat. Nyitott, ásványkiválás-mentes törésvonal a barlangban több ponton ismert, s mivel a víz által kialakított oldásformákat metszik, feltehetően a barlang kialakulása után keletkeztek, esetleg a legutolsó kiemelkedés során. Egy helyen (Ferde-terem felső szintje) sárga agyaggal kitöltött breccsazóna látható, míg több helyen fordulnak elő zegzugos repedésrendszerek, melyek vörösagyaggal vannak kitöltve. Ezek vastagsága 1–2 mm-től 2–4 cm-ig terjed.

Morfológiai megfigyelések

A Sátorkőpusztai-barlang az oldásformák jellege alapján morfológiailag 3 részre osztható:

— A jellegzetes, 0,5–4,0 m átmérőjű gömfülkékből, és helyenként ezeket összekötő áramlási csövekből álló felső szint.

— Zömmel áramlási csövekből álló középső szint (Ferde-terem térsége).

— A 35×15 m alapterületű Benedek Endre-terem és az alatta levő omladékos, gömbfülkés, eltömődött alsó szint.

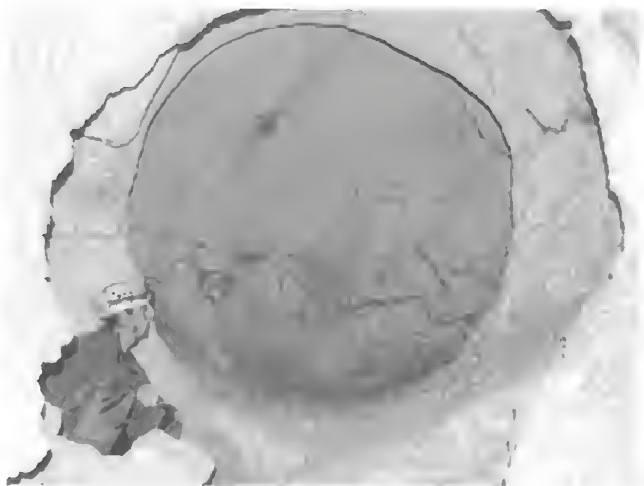
Az alábbiakban a barlang oldásos formakincsét és a különféle kiválásfajtákat ismertetjük, melyek vizsgálata és ismerete alapján lehet megalkotni a barlang kialakulásának elméletét.

Oldásformák

A barlang igen szembetűnő oldásformái a gömbfülkék (2. *kép*), melyek a járatok jellegét a felső szinten meghatározzák. Ezek mérete 0,5–4 m közötti, általában egymásba fűzött egyedekből állnak.

A legfelső szint gömbfülkéinek bejárat közeli részei egy ferde, vörös kalcit és Dachsteini Mészkő törmelékével, illetve felette kalcithomokkal egykor kitöltött repedés mentén alakultak ki. Legfelső részén a fülkék és az oldásformák egy része ezt a kitöltést is érintette, részben abba, valamint az az alatti, 5–10 cm-es vörös kalcitok törmelékéből és hasonló méretű Dachsteini Mészkő törmelékéből álló ősi kitöltésbe és az alatta levő kőzetbe is beleoldódva. Lejjebb a Ferde-terem környékén hasonló, repedés menti gömbfülke rendszer mutatható ki, itt azonban a preformációt egy vörös agyaggal kitöltött 1 cm-es repedés jelenti (Kacsa). Helyenként (Z folyosó) az is megfigyelhető, hogy a gömbfülkék egykori borsóköves kitöltését újabb oldás érte, s ennek során újabb üstös oldásformák jöttek létre benne.

A Ferde-terem feletti zárt gömbfülke legfelső zónájában a már említett breccsás szerkezet figyelhető meg a porlott kőzetben, a hézagok sárga, széleiken vörös színűvé váló agyaggal vannak kitöltve. Az agyagkitöltés a gömbfülke oldódása során kipreparálódott, maradványai tenyérnyi lapokkal kiállva törik meg a fülke falának gömbfelületét. Máshol a repedéskitöltések vörös színűek, ez jól elüt a Dach-



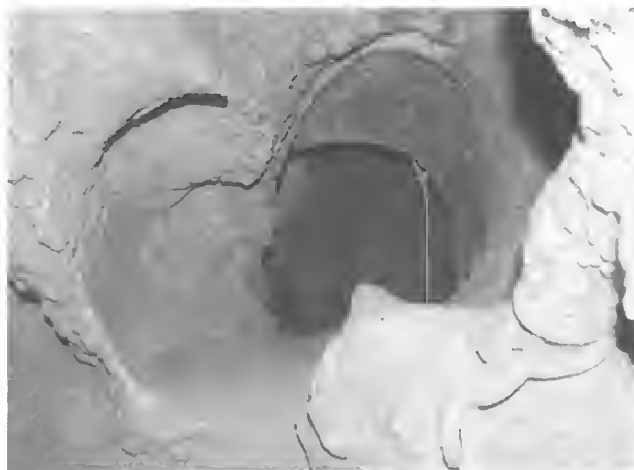
2. *kép.* Kondenzvíz korrózióval keletkezett gömbfülkék a barlang felső szintjében (Fotó: Sásdi L.)

Photo 2. Solution pocket in the upper level of the cave, arose by corrosion with the condensed water (Photo by L. Sásdi)

steini Mészkőben levő paleotalajok lilás vörös színétől, melyek rétegei számos helyen szembeötlőek. A felső szint alsóbb részein a gömbfülkék összeolvadnak, és viszonylag tágas terek jöttek létre (Kristály-terem bejárati zónája), helyenként kürtők alakultak ki. Egy ponton (Első létra alatti rész) megfigyelhető, hogy a gömbfülkés járat alján a paleotalajos törmelék oldási maradékként halmozódott fel. A rétegzett anyag rétegei közé és fölé, illetve a járat oldalfalára borsókő kiválás került, igazolva, hogy az oldási (gömbfülkeképződés) és kiválási folyamat itt egyszerre, egymást gyors ütemben váltva működött.

Számos gömbfülkében egyértelműen tapasztalható amit már JAKUCS (1948) is leírt, hogy a kőzet helyenként akár 10 cm mélységig porlott, kézzel igen könnyen kaparható. Eddig csak egy ponton sikerült a gömbfülke falán 2–5 cm vastag kalcitos (?) kiválást megfigyelni. Ez könnyen leválasztható a később porlódó kőzetanyagról, mögötte a porló fal látszatra a kemény kőzet szerkezetét mutatja, jól kivehetők az apró repedésrendszerek menti elválások, törési felületek. Apró kalcittelér hálózat is jól szembeötlik a kőzetben. A porló anyag az erektől lassan válik el. A kalcitérhálózat anyaga szintén mállott, ennek mértéke vastagságtól függő, mert csak a vékonyak puhák, kenhetők. A fellazult réteg és a kemény kőzet között az átmenet 1–2 cm-vastagságú. A kémiai és RTG vizsgálatok alapján a porló anyag egyértelműen kalcit anyagú, tehát a mészkő egyfajta mállási típusával állunk szemben. A gömbfülkék és az ezeknél kisebb méretű gömbüstök aljzatán felhalmozódó por szintén a fellazult anyag helyben maradt terméke, így anyagelszállítás csak a légteres részek egykori anyagát érintette.

Több helyen figyelhetők meg kerek, csőszerű járatok (pl. Nagyakna teteje), illetve félkör alakú ún. főtecsatornák (pl. Ferde-terem tetőzónája). Ezek kialakulása még vitatott: feláramló melegebb, párásabb levegő lecsapódó párájának oldó hatása során jöttek létre (KRAUS S. szóbeli közlés), vagy buborékáramlási csatornaként funkcionáltak (SÁSDI 2002). Az ilyen csatornák felett általában gömbfülkesorok találhatók, a budai-hegységi példákhoz (Ferenc-hegyi, Szemlő-hegyi-barlang) hasonlóan. Számos helyen látható, hogy a csőjáratok a kőzeten ívül a borsókőképződményeket és idősebb cseppkőképződményeket is metszik (*3. kép*).



3. kép. Dachsteini Mészkőbe és a borsókő kiválásba kondenzvíz korrózióval beoldódott páraáramlási csatorna (Fotó: Sásdi L.)

Photo 3. Channel solved by condensed water into the Dachstein Limestone and in the botryoid layer (Photo by L. Sásdi)

A barlang alsó szintjébe egy függőleges (áramlási) csőjáraton lebújva jutunk. Egyből feltűnik a felsőbb szintektől eltérő formakincsű hatalmas terem. Ennek oldásformáit a felső szakasznál lényegesen kisebb átmérőjű üstös oldásformák jellemzik, Szembetűnő azonban, hogy ezek az oldásformák a teremben csak egy bizonyos szinttől

felfelé tanulmányozhatók. Elsősorban négy, kupola jellegű üregrészben láthatók, alatta csak a szögletes, omlott felületek figyelhetők meg, melyek nagy része későbbi kiválásokkal bevont.

Egyedi, érdekes oldásforma figyelhető meg a Benedek Endre-teremben. Ez egy kis oldalág bejáratának tetejében elhelyezkedő, kb. 15 cm mélységű és magasságú félcső, mely gipszkéregben alakult ki (Benedek Anikó szóbeli közlése szerint egykor cső volt).

Üledékes kitöltés

A barlang üledékeit mindenképpen célszerű külön tárgyalni, hiszen egyértelműen elkülöníthetők a helyben keletkezett és behordott törmelékes üledékek, továbbá az ásványkiválások között is különböző keletkezésűek és típusúak fordulnak elő, bizonyítva a barlang kitöltöttségének bonyolultságát.

Behordott törmelékes üledékek

A barlang bejárati termecskéjében levő kalcittörmelékes repedéskitöltésben vörös, sárga és fehér kalcitok szögletes törmeléke található meg, méretük 0,5–3 mm közötti. Kicsit magasabb helyzetű gömbfülkében uralkodóan vörös kalcit törmeléke található, átmérőjük a 10 cm-t is elérik. A vörös kalcitok képződési korát analógiák alapján késő-kréta–kora-eocénnek tarthatjuk, míg a fehérek kora feltételezhetően oligo-miocén. A kalcittörmelék jellege és elhelyezkedése alapján mindenképpen felszínről származik. Behordódása az egykori üregbe két fázisban történhetett. Ezek ideje jelenlegi ismereteink alapján nem állapítható meg, csak a kitöltés keletkezésének gömbfülke kialakulását megelőző időszaka.

Mindenképpen külön tárgyalandó a Benedek Endre-terem szürke-sárga agyagja, mely helyenként az oxidáció miatt már vörös színűvé vált. A kitöltés anyagának nagy része két ponton juthatott be a szivárgó vizek segítségével a terembe, s töltötte fel azt, a víz szerepét a terem mélyén fakadó kis forrás bizonyítja. A több méter vastag agyagos kitöltés felett további, de helyben keletkező üledékek találhatók (lásd később).

Különleges üledéknek számít egy zömmel szürke, fehér rétegekkel tagolt mészkő jellegű, meredeken rétegzett anyag, mely fosszilis repedéskitöltésnek minősíthető. Ez a középső és az alsó szinten egyaránt előfordul (Ferde-terem, Benedek Endre-terem). Mindkét helyen visszaoldása is megfigyelhető, ugyanakkor megjelenése telér jellegű. Valószínű, hogy egykori repedés mentén szivárgó vizek által jutott be és rakódott le, később az üregesedés során a kalcittelérekhez hasonlóan kipreparálódott. Kialakulásának kora és az anyag származásának helye nem állapítható meg.

Helyben keletkezett törmelékes üledékek

A barlangképződés során kialakuló, helyben keletkező üledékek a felső szint gömbfülkéinek alján tanulmányozhatók. Egyrészt az aljzaton felhalmozódó mészpor, továbbá a repedés- és breccsaszemcsék közötti agyagkitöltések valamint a kalcitérhálózat szemcséinek aljzatra kerülő anyaga, másrészt a vassal szennyezett paleotalaj oldási maradékként történő felhalmozódásai említhetők. Az agyag vagy rétegszerűen, vagy behullott darabok formájában (Ferde-terem tetőzónája) épül be

az üledékbe. Ugyanott agyagtörmeléket kalcithomokban is találni. Az előforduló kalcithomok (nem a kréta–eocén kalcit anyaga!) időszakos kalcitkiválásra és visszaoldódás közbeni aprózódásra utal.

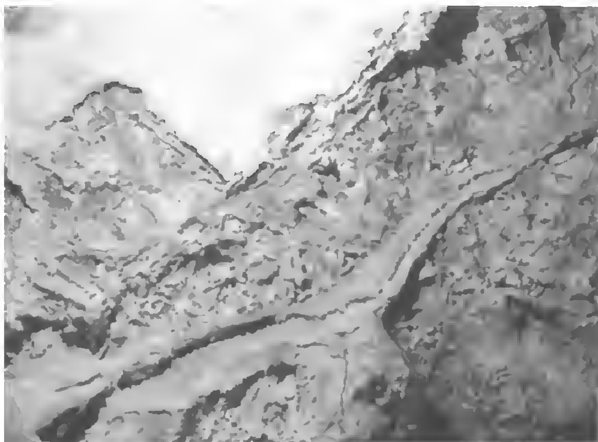
A Benedek Endre-terem agyagos kitöltése felett közvetlenül vörös cseppkő már átkristályosodott rétegei találhatók. Felette – illetve más helyen az agyag – fölé kemény, rétegzett, gipszerekkel átjárt, 2–10 cm vastag üledék található. Belső repedései, illetve réteglap elválásai egykori kiszáradás következtében jöttek létre. Helyenként apró törmelék darabok helyezkednek el benne. Anyaga helytől függően változó: néhol kalciumkarbonátos, néhol viszont meglepetésre dolomitos. Bár hasonlít, nem tévesztendő össze a már említett szürke, meszes paleokarsztos rétegekkel.

Ásványkiválások

Sajnálatos módon napjainkban már csak töredékét vizsgálhatjuk azoknak az ásványkiválásoknak, melyek egykor a barlang falait ékesítették, ami nagyban megnehezíti a keletkezés folyamatának megállapítását. Ez a pusztulás már a felfedezést követő években bekövetkezett, hiszen Venkovits már néhány év múlva (1951) a képződmények 70%-os pusztulásáról számolt be. A falakat borító képződményeken kívül a legutóbbi tereprendezési munkák során, számunkra újdonságnak számító kiválásformák is előkerültek, melyek vizsgálatát elvégezhettük.

Hidrotermális ásványkiválások

A barlang különleges morfológiai megjelenésű ásványkiválásai az ún. boxwork szerkezeteket alkotó kalcittelérek (*4. kép*), melyek a barlang kialakulását megelőzően keletkeztek. Ezeket két csoportra tudjuk osztani: az ún. mikro-boxwork-re, illetve a kalciterekre, amiket makro-boxworknek is nevezhetünk. Először is érdemes tisztázni, mit értünk boxworkön, melyeket hazánkban először Kovács & Müller (1981) tanulmányozott. Később a kalcittelérek anyagát Miksa (1955) is vizsgálta, sajnos publikációja alapján nem sikerült azonosítani, hogy megfigyeléseit a barlangban hol, melyik kalcittelére(ke)n végezte.



4. kép. Mikroboxwork erek és azokat metsző kalcittelér a Kővirág-teremben (Fotó: Sásdi l.)

Photo 4. Microboxwork veins cutted by calcite dyke int he Kővirág Hall (Photo by L. Sásdi)

A barlang járatainak falain sűrű, hálózatos szerkezetű, nagy kiterjedésű kalcitér rendszert találunk, a telérhalmazok látszólag kipreparálódva helyezkednek el. Ezek mérete a több cm-t is eléri. Vastagságuk olykor 5 cm is lehet, hosszuk pedig néhol több méteres. A leghosszabb kalcitér a Benedek Endre-terem DK-i oldalában követhető, e telér mentén húzódik a terem karbonátanyagú oszlopainak nagy

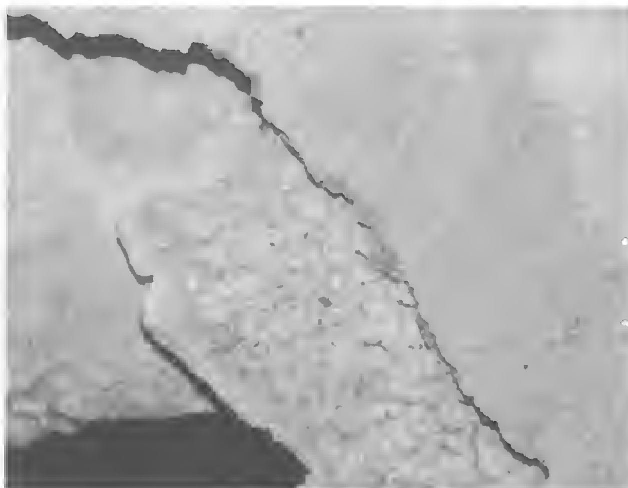
többsége. Uralkodóak az ÉK–DNy-i csapású erek, melyek dőlésszöge szűk tartományban változó, az erre merőleges csapású erek lényegesen ritkábbak. Több helyen a vastagabb, erek között igen nagy sűrűségben látható a mm-es erek igen sűrű hálózata (terem ÉK-i vége). Érdekesség, hogy az ÉK-i részen a terem magasabb részein agyaggal kitöltött repedések kipreparálódott hálózata mutat a boxworkhöz nagyon hasonló szerkezetet. A boxwork-szerkezet a barlangban lefelé haladva egyre határozottabban jelenik meg.

Egyértelműen megállapítható, hogy a sűrű rendszer vékony ereinek belső felére és helyenként a barlang falára az alsó szinten egy fennőtt, de csak mikroszkopikus szkalenoéder kristályokból álló bevonat települt. A kevés látható hely alapján úgy tűnik, hogy először a sűrű hálózat keletkezett, majd ezt metszi a ritkább, de méreteiben lényegesen jelentősebb kalcitér hálózat. Az alapján, hogy a mikrokristályokon a későbbi ásványok egyedei nem láthatók, úgy tűnik, az egykori vízjáratok a kalcitkiválás által teljesen lezárultak.

A következő ásványkiválásnak a piritet tekintjük, melynek csak néhány tizedmiliméter nagyságú kocka alakú limonit pszeudomorfózái ismerhetők fel. Ezek csak elvétve láthatók, inkább a limonitos erek és a kőzet erek menti limonitos színeződése utal egykori jelenlétére.

A pirit utáni kiválásnak tekinthetők az ún. makroboxworkök kalciterei. Ezek jelentős részét a Benedek Endre-terem ÉK-i részén tanulmányozhatjuk. A kalcit itt a 0,5–5 cm nyílású repedésekben egyértelműen a szálkőre rakódott le (csak néhol látható alatta pirit), s a szkalenoéderes kristályok befelé nőttek. Az alap fehér színű, a kristálycsúcsok irányába egyre zöldesszürkébbé válik. A kettő között helyenként egy sárga, kalcitos réteget látni, mely az első fennőtt kristályok közeit tölti ki, majd az újabb kiválás ennek sík felszínén kezdődik meg. A fennőtt kristályok zömében max. 1 cm hosszú szkalenoéderek, azonban az élek és csúcsok helyenként enyhén visszaoldódtak. Egyedül a Benedek Endre-terem ÉK-i folytatásában, a Disznófürdő feletti részen ismerünk majdnem kocka alakú, max. 1,5 cm nagyságú romboéder kristályokból álló kalcittelért.

A terem ÉK-i végében egy telér anyagától a szálkőzet elvált. Itt a kalcittelér hátsíkjára, tehát az egykori kőzet felőli oldalán max. 3 mm magasságú, fehér, zömök, romboéder kristályok váltak ki (*5. kép*), alakjuk hideg vízi keletkezésre utal. Hasonlóan fehér anyag a visszaoldott szkalenoéderekre is rakódott, vékony kéreg formájában. Ez a kéreg helyenként a gipszkéreg alatt is megtalálható a boxwork ereire és a mikrokristályokra rakódva.



5.. *kép* Többgenerációs kalcittelér (Fotó: Sásdi L.)

Photo 5. Multigeneration calcite dyke (Photo by L. Sásdi)

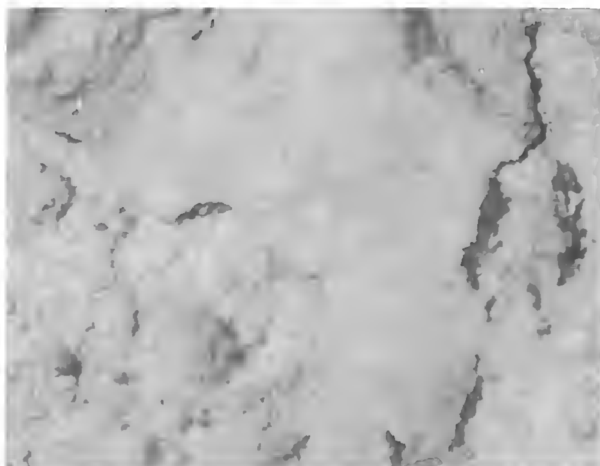
A barlangban előforduló baritot már VENKOVITS (1946) is említette, rá hivatkozva KOCH (1985) írta le, bár a barlangban nagyon ritka. Eddig ugyanis csak egyetlen helyen, a Benedek Endre-terem ÉK-i részében, találtuk meg. Hófehér, enyhén áttetsző, 1–3 mm hosszú, 0,5 mm vastag táblái alig tűnnek fel. A barit a kalcittelér hátlapjára települ, azzal ellentétes kristálynövekedési iránnyal. Itt tehát az előzőhöz hasonlóan a telér kőzetfelületről történő elválására volt szükség. Kérdés, hogy máshol miért nem találkozunk ezzel az igen nehezen oldódó ásvánnyal?

Szivárgó vizekből keletkező ásványkiválások

Először a jelentéktelenebb kiválásokkal foglalkozunk, a szivárgó vizek mésztartalmából keletkező cseppkövekkel, melyeknek több fázisa is felismerhető. A legidősebb típus színe sötét drapp, vékonyan rétegzett, helyenként erősen visszaoldott. Ilyen réteges cseppkőkéreg a Ferde-terem feletti kürtőben szivárgó vizek által részben visszaoldva, valamint a Benedek Endre-terembe vezető létra feletti kürtőben nagyobb vastagságban látható, áramlási cső keletkezése következtében erősen visszaoldott állapotban.

A Ferde-teremben letört végű, külsejükön erősen borsóköves függőcseppkövekkel is találkozunk. Fehér és szürke, enyhén hullámzó, szabálytalan koncentrikus körök láthatók a törési felületeken, a jellemző belső vízvezető csövecske kalcittal kitöltődött. Átmérőjük 1–10 cm közötti, hosszuk az 50 cm-t is eléri – letört állapotban.

A kiválások között igen jellemzőek a Benedek Endre-terem bejárata környezetében található, 10–80 cm átmérőjű oszlopok (*6. kép*). Sajnos csak kevés látható eredeti teljességében, a többi az 1950-es évek pusztításának esett áldozatul. Ugyanakkor a törési felületek kínálják az egyetlen megfelelő vizsgálati lehetőséget. A 0,5–10 m magas oszlopok belső szerkezete – bár első látásra borsókő és gipszbevonatos cseppkőoszlopoknak tűnnek – csak kis mértékben hasonlít az itteni cseppkövek szerkezetéhez. Egy-egy képződmény több, eredetileg önálló, később összenövő oszlopból forrt össze. Az egyedek hófehér, 1–2 mm-es, hullámzó, esetleg zegzugos, koncentrikus rétegekből épülnek fel, közöttük légteres hézagok tűnnek fel. A hézagok nem mindenütt jöttek létre, néhol a rétegek összenőve láthatók. A hézagokban befelé növő ásványszemcsék keletkeztek. Az összenőtt oszlopok külsejét zömmel borsókő borítja, továbbá gömbhéjas szerkezetű kalcitkiválások, ezek olykor szintén szivacsos borsóköves megjelenésűek. Számos helyen a külső oldalon a bevonat héjas-gömbös szerkezete is egyértelműen látható.



6. kép. Borsókőre kiváló gipszkéreg (Fotó: Sásdi L.)

Photo 6. Gypsum layer ont he botryoids (Photo by L. Sásdi)

Egyediek azok a nem definiálható képződmények, melyek hasonlatosság alapján, de eltérő méretük miatt emb-

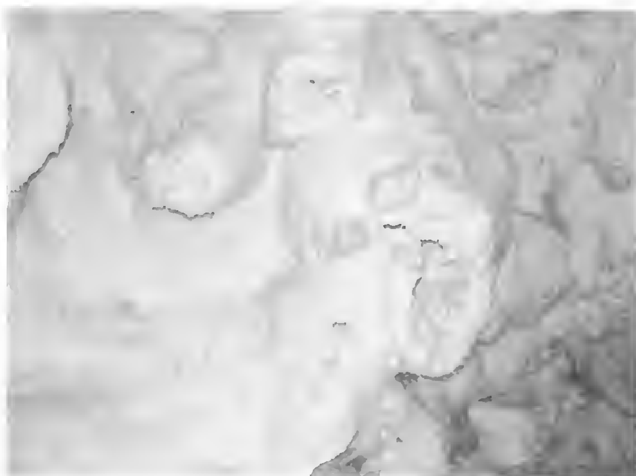
rionális oszlopoknak nevezhetők. Karbonátos anyagú, koncentrikus, nem szabályos gyűrűkből épülnek fel, a gyűrűk között anyaghiány mutatkozik, mely esetleg gipszgyűrűk kioldása során keletkezhetett. Nagyságuk eltérő, 1 cm-től 15 cm átmérő közötti. Ilyen képződményeket egyébként csak a terem közepén levő aljzati (egykori robbantási) törmelékben találhattunk. Egyes példányai szétrobbantott gipszoszlopok belsejéből kerültek elő, így valószínű, hogy ez utóbbiak a gipszkiválást megelőző, illetve annak keletkezésének kezdetén, esetleg azzal váltakozva alakultak ki.

A terem belsejében számos helyen találkozunk hófehér borsókövekkel. Ezek általában egy kicsit megnyúlt, ovális kifejlődésűek, végükön olykor visszaoldott kalcitkristályok találhatók. Érdekesség, hogy ez a borsókő szabad felületen látható, a többi, más jellegűhöz képest ezeket nem borítja gipszkéreg. A másik típus inkább mikroborsókőnek írható le, s mindig a gipszkéreg alatt található. Erősen visszaoldottnak tűnik. Egy harmadik, típusos borsókő is felismerhető, ezt azonban eddig csak törmelékben sikerült megtalálni. Különlegessége, hogy a borsókő vékony gipszerekkel váltakozik.

Az eddig említett borsókövek általában vékony bevonatot képeznek a barlang falain, s csak az alsó szinten. A középső és felső szinten akár fél méter vastagságú borsókőbevonatokat ismerünk, ezek olykor feláramlási csövek, csatornák mentén visszaoldódtak.

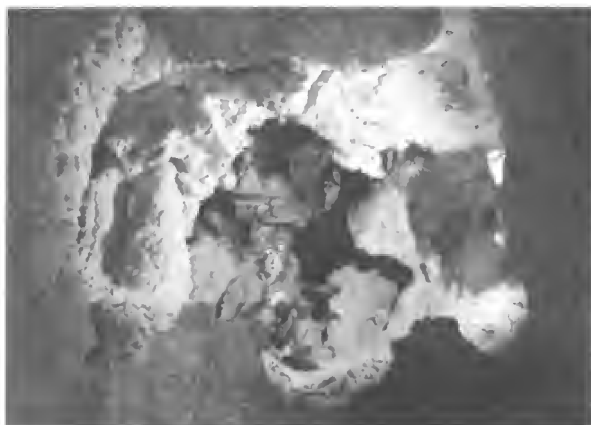
A barlang alsó szintjének legjellegzetesebb kiválása a gipsznek leírt porcukor jellegű ásványi anyag. A terem falát akár 15 cm vastagságban borítja, de gyakoriak a mm vastagságú, apró kristályos (0,5 mm) kérgek (*7. kép*). Helyenként visszaoldott változat is megfigyelhető egyrészt a kérgek tövében látható, másrészt a makrokristályos változatok esetében. Visszaoldás a vizet vezető kalcittelérek alatt is előfordul, illetve ismét leírhatjuk a már említett félcsövet. A kéreg sok helyen földes megjelenésű, helyenként bennőtt, átlátszó gipszkristályok, illetve rostos gipszkötegek találhatók benne. A makrokristályok mérete 10 cm-t is eléri, a legnagyobb kristályegyüttes a ma már nem látható, 70 cm-es Gipsztőr volt. Kisebb üregekben vékony tűs előfordulása is ismert. A napjainkban meglevők 1–2 cm hosszúak, de a 90-es évek elején még voltak 10 cm-esek is.

A gipszkéreg vizsgálata (*1–2. táblázat*) jelentős mennyiségben mutatott ki kalcitot. Felületi csiszolat esetén megfigyelhető, hogy a 10%-os sósavval történő csepegtetés esetén kifelé egyre kisebb intenzitású a pezsgés, tehát kifelé csökken a kalcittartalom.



7. kép. Gipszcseppkövek roncsai, belsejükben visszaoldódott karbonátos cseppkövek maradványanyaga(Fotó: Sásdi L.)

Photo 7. Remains of the gypsum dripstones, in them resolved carbonate dripstone filling (Photo by L. Sásdi)



8. kép. Kalcit anyagú, hézagos-héjas szerkezetű oszlopok a Benedek Endre-teremben (Fotó: Sásdi L.)

Photo 8. Calcite stalagtite with crusty structure (Photo by L. Sásdi)

Az oszlopos gipszek a legjelentősebbek, melyek akár 1,5 m magasságot és 1 m átmérőt is elérnek. Ezek egy része megsemmisült, akárcsak a gipszcseppkövek zöme. Ez utóbbiak csonkja a terem közepén látható (*8. kép*), de a törmelékből is került elő néhány kisebb példány. A gipszek általában a borsóköveken helyezkednek el, attól sok esetben hézag választja el. Ennek oka nem ismert, esetleg a borsókövek/gipszkéreg visszaoldódása játszhat szerepet.

A karsztfejlődés története

A vizsgálatok alapján felvázolható a sokáig világviszonylatban is ritkaságnak számító barlang keletkezése, környezetének fejlődéstörténete.

A barlang anyakőzetét felső-triász Dachsteini Mészkő alkotja. A kőzet a Dunántúli-középhegység egyéb területeihez hasonlóan a kréta folyamán tektonikai erőhatásoktól szenvedett. A késő-krétában megindult előbb a fiatalabb mezozoos üledékek, majd a lepusztulás eredményeként felszínre kerülő triász kőzetek karsztos lepusztulása. Ez a folyamat feltehetően a középső-eocénig tartott. Eközben a területen már kialakulhattak oldásos üregek, melyeket a környezetükben elhelyezkedő oldásmentes, nyitott repedésekkel együtt cseppkőbevonatok formájában vörös kalcit töltött ki. Ezek anyaga zömmel már csak törmelékként található meg a későbbi, középső-eocénnek tartott üregkitöltésekben. Kivételt a Kis-Strázsa-hegyi kőfejtő egyik ürege jelent, ahol a vörös kalcit in situ állapotban, kőzetfalra kiválva található. A kalcitok keletkezése még nem kellően tisztázott más területeken sem, több pilisi, cseppkő jellegű előfordulása alapján az ittenit is annak tekinthetjük, s nem tartjuk azonos genetikájúnak a sümegi, késői-kréta vörös kalcitokkal. A Sátorkőpusztai-barlang legfelső zónájában ismert, vörös kalcit törmelékével és kalcithomokkal kitöltött ősüreg keletkezését és kitöltődését ugyancsak a korai-eocénre tehetjük.

A középső-eocén során a terület először édesvízi, később tengeri üledékképződés színtere volt. Az üledékek alapján a Strázsa-hegy ekkor félszigetként magasodott ki a térszínből (a szárazföld a Pilis tömbje felé húzódhatott, mert ott csak a legmagasabb eocén üledékei találhatók alaphegységre települve), így az említett őskarsztos üregek kialakulását mindenképpen a nyílt, leszálló vizű karsztvíz zónájában képzelhetjük el. A hegy környezetében előbb a széntelepes összlet képződése indult meg (Lencsehegyi F.), majd a Csolnoki Márga, végül a Tokodi F. tengeri homokja fedte be a területet, a homok fedőjében a Kis-Strázsa-hegyen nummuliteszes mészkő is található. A helyenként csak limonitos, máshol kovás

homokkővé váló homok már a Strázsa-hegy Dachsteini Mészkövét is befedte, így ettől kezdve beszélhetünk a terület fedett karszttá válásáról.

A Strázsa-hegy tetőzónájában DNy-irányú és lejtésű, helyenként oldott falú, sárga, kompakt üledékkel részben kitöltött kis méretű szurdokok találhatók. Ezek nagy valószínűséggel egykori barlangok felszakadása során keletkeztek. A hegy lejtőjén – így a barlang bejáratát feltáró bányában több ponton is – szürke meszes, illetve barna homokköves hasadék- és üregkitöltések is láthatók, anyaguk alapján a középső-eocén Tokodi F. homokkővel azonosíthatók. Fentiek alapján a területen a középső-eocén elején is kimutatható üregesedés.

Az általánosságban ismert infraoligocén denudáció itt kevéssé fejtette ki hatását, hiszen itt szinte teljes eocén rétegsorokat ismerünk, míg a Pilis más részein akár a triász rétegsorok egy része is hiányzik. Ez alól éppen a Strázsa-hegy kivétel, hiszen tetején megtalálható az eocén homokkő összlet alsó része. Felső részének lepusztulási ideje részben lehetett korai-oligocén, de a denudáció a plio-pleisztocénben is tarthatott. A környezetben az eocén üledékeket fedő oligocén üledékeket vastag agyag- és homokösszlet alkotja, mely napjainkban csak a két Strázsa-hegy kiemelt blokkját nem fedi be.

Az oligocén későbbi részében folytatódott a terület süllyedése, így fedett, nyomás alatti mélykarszt alakult ki. Az oligocén elején és a középső-miocén során több alkalommal is dácit- és andezitvulkáni tevékenység zajlott, ennek következtében vulkáni anyagú hasadékkitöltések, illetve szubvulkáni testek anyaga jutott az idősebb kőzetekbe. Ezek egyelőre kellő mélységű feltártság hiányában csak a paleogén üledékekben, illetve felszínen ezek fedőjében ismertek. Ezen időszak következménye lehet a barlangban ismert mikro-boxwork szerkezet. Ez valamilyen (korai-oligocén vulkáni?) erőhatásra kialakult breccsazóna mentén jött létre, a breccsát alkotó kőzettömbök közötti hézagokban kalcit vált ki. Később, újabb hegységképző mozgások során alakulhattak ki azok az ÉK–DNy irányú törésvonalak, melyek a középső-miocén vulkanizmus utóvulkáni tevékenysége során keletkező pirittelérek, jelentős méretű kalcittelérek és barittelérek alapjául szolgálhattak.

Feltételezhetően az említett breccsa-, boxwork- és telérzónában kezdett el kialakulni a Sátorkőpusztai-barlang ma ismert zónájában az első üregszakasz, a ma ismertnél valamivel nagyobb mélységben. Az üregrendszer később felszakadhatott a terület egy kiemelkedési fázisa során, s így preformálódhatott a felszakadás tetejében a barlang Benedek Endre-terme, ahol az oldási folyamatok csak kis mértékben folytatódtak a telérkék közötti mészkövet kioldva, a kalcitereket kipreparálva. (A felszakadás során keletkezett omlásos anyag alkothatja a terem jelenlegi aljzatát.) Később a tektonikus emelkedés következtében a Strázsa-hegy és az ismert üregrészek a karsztvízszintnél magasabbra kerültek. Közben, vagy ezt követően szürke agyag mosódott be a Benedek Endre-terembe – vizsgálati eredmények híján, de a környezet földtani felépítése alapján áthalmozott oligocén agyag lehet – s az alatta levő résekbe, üregekbe. Az oldalfalakon levő tanúrétegek, üledékszínlők alapján a kitöltés néhol a terem tetőzónáját is elérte, s csak később süllyedt meg a szivárgó vizek kimosása hatására. A megsüllyedt agyagos üledékre elsőként cseppkő jellegű vörös kalcit vált ki a terem ÉNy-i részében. Ezt követően az üledék teljes felületét bevonó, nagyrészt dolomit anyagú szürke rétegek rakódtak le, 2–10

cm vastagságban. A lerakódást követően a csepegő-szivárgó vizek intenzitása átmenetileg lényegesen lecsökkent, a rétegek kiszáradtak, felrepedeztek. Ezen időszak után következett be a falakat bevonó borsókő kiválása. Ezt követően kezdődött meg a feláramló pára hatására az első gömbüstök és gömbfülkék kialakulása kondenzvíz korróziós oldás során. Ezután újabb borsókövesedés, és az ezeket borító gipszkiválások – kérgek, oszlopok – képződése következett. Utóbbiak képződését a cseppkövekhez hasonló módon képzelhetjük el. A gipsz alapanyaga pirit volt. A szulfát kis részben a fedő homokkő gélpiritjéből (a lencsehegyi széntelepes összlet vizsgálata során kiderült, hogy a pirittartalom helyenként az 5%-ot is eléri.), nagyrészt azonban a hévizes telérpirit anyagából származhatott. A pirit a terület, illetve a barlangot magába foglaló kőzettömb karsztvízszint fölé emelkedése után limonitosodhatott s válhatott az anyaga a gipszkiválás alapjává.

A gipszkérgek vastagsága lefelé fokozatosan nő, a terem alsó szintjében helyenként 15 cm is mérhető. Olykor akár 50% kalcium-karbonátot tartalmaz, ami a két ásvány egyidejű kiválására utal. Egyes gipszcseppkövekben is kimutatható a kalcittartalom, helyenként ezek rétegszerűen következnek egymásra. Fentiek alapján mindenképpen kénsavas és hidrogén-karbonátos oldás egyidejű működése valószínűsíthető a barlang feletti kőzetben, de ez kis mértékű volt. Érdekesség, hogy a gipsz vagy a szálkőfalra, vagy a borsókövekre települ, utóbbiak esetében mindig 1–5 cm-es hézag található, a két kiválástípus között. Egyes nagyobb gipszcseppkövek tövében és a gipszoszlopok belsejében erősen porózus szerkezetű, karbonátos anyag utal a megelőző karbonátkiválásra, ami esetleg cseppkő is lehetett, de a kénsavas víz oldotta. Leél-Őssy Sz. szóbeli közlése alapján egy ponton a borsókő kora izotóp vizsgálatok alapján 50 000 év körüli. Ezt támaszthatja alá, hogy a gipsz igen intenzíven növekvő ásvány, gondoljunk csak a szénbányák meddőhányóinak felületén képződő kis kristálycsoportokra.

Újabb fázisban keletkeztek a drapp színű cseppkőkérgek, melyek a Ferde-terem zónájában ismertek. Ennek képződését követte a magasabb szintek gömbfülke rendszerének további kialakulása, újabbak keletkezése a langyos, CO_2 tartalmú levegő feláramlása következtében ugyancsak kondenzvíz-korrózióval. A gipszképződmények gömbfülkékben való hiánya, illetve a Benedek Endre-teremben az idősebb gömbfülkék gipszkérgének visszaoldottsága igazolja. A több fázist a köztes cseppkőképződés, borsókőkiválás, illetve a cseppkövek és borsókövek feláramlási csatornákkal való metsződése, visszaoldódása bizonyítja.

A barlang Benedek Endre-termében a lejárati acéllétra mellett ismert héjas szerkezetű karbonátanyagú oszlopok keletkezését a szivárgó vizeknek tulajdoníthatjuk. Anyaguk a felettük elhelyezkedő gömbfülkék kioldódása során oldatba kerülő kalcium-karbonátból keletkezhetett. A legutolsó fázisban keletkezhettek a Ferde-terem borsóköves cseppkőképződményei.

A barlang életében sajnos igen jelentős volt a felfedezést követő 10 éven belüli barbár pusztítás, ami a képződmények 80%-át érintette. Szerencsére ha nem is kis munka és odafigyelés árán, de a védelem megoldottnak tűnik. Remélhetőleg a területen még sikerül a felfedezéskorihoz hasonló, képződményekkel ékesített járatokat felfedezni, erre a földtani felépítés és a területen ismert egyéb karsztobjektumok alapján az elvi lehetőség megvan.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni a Benedek Endre Barlangkutató és Természetvédő Egyesület tagjainak (LIEBER Tamás, SZILVAY Péter és BARNA József), hogy lehetőséget teremtettek a kutatáshoz, melyet helyszíni részvételükkel is segítettek RABITOVSZKY Alicéval együtt.

Irodalom — References

JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés. – *Hidrológiai Közlöny* 28/1–4, 53–58.

JAKUCS L. 1959: Felfedező utakon a föld alatt. – Gondolat Kiadó, Budapest, 63–78.

JAKUCS L. & KESSLER H. 1962: A barlangok világa. – Sport Kiadó, Budapest, 223–226.

KOCH S. 1985: Magyarország ásványai. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 496–497.

KORDOS L. 1984: Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó, Budapest, 217–218.

KORPÁS L. 1998: Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez. 1:50000. – MÁFI Kiadvány, Bp. 216 p.

KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1981: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. – *Karszt- és Barlang* **1980/II**, 93–98.

MIKSA M. 1955: A sátorkőpusztai kalcitok. – *Földtani Közlöny* **85**, 474–475.

NAGY G. 1964a: A Dorogi-medence K-i peremének hegységszerkezeti képe. – *MÁFI Évi jelentés az* **1961**-*ről*. I. rész. 183–194.

NAGY G. 1964b: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. – *MÁFI Évi Jelentés* **1962**-*ről*, 315–321.

NAGY G. 1966: A Dorog-Esztergom-vidéki paleogén terület szerkezeti helyzete. – *MÁFI Évi Jelentés* **1964**-*ről*, 301–312.

NAGY G. 1982: A Pilis-hegység ÉNy-i részének szerkezetföldtani sajátosságai és a Lencse-hegyi karsztvízvédelem. – *Földtani Közlöny* **112**, 129–142.

NAGY G., SIPOSS Z. 1969: A Dorogi-medence földtani térképe. 10000-es térképsorozat. Kesztölc. MÁFI kiadvány.

NÁDOR A. 1991: A Budai-hegység paleo-karsztjelenségei és fejlődéstörténetük. - Egyetemi doktori értekezés. Kézirat.

SÁSDI L. 1995: Jelentés az 1994-ben végzett egyéni barlangkutató munkámról. A Pilis karsztfejlődésére vonatkozó vizsgálataim összefoglalása. – kézirat, MKBT Ad., 25 p.

SÁSDI L. 2000: A Pilis karsztjának fejlődéstörténete. – Berzsenyi Dániel Főiskola Tudományos Közleményei. Alkalmi Kiadvány, 77–93.

SÁSDI L. 2002: Gázbuborékok szerepe a barlangok kialakításában. – MKBT Szakmai Napok, Esztergom, 2001. október 11–13, Alkalmi Kiadvány, 63–77.

SZALAI T. 1947: Igazgatói jelentés az 1946. évről. – *MÁFI Évi Jelentés* **1947** p. 27.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2003: A Sátorkő-pusztai-barlang. – SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 304–306.

VERESS M., ZENTAI Z., BAUER N. 2005: Paleokarrok a dorogi Strázsa-hegyen – *Karszt és Barlang* **2000–2001**, 51–62.

VENKOVITS I. 1946: A Sátorkőpusztai-barlang. – Az 1946 nov. 6-án a Földtani Társulat előadóülésén elhangzott előadás kézirata.

VENKOVITS I. 1951: Levél az Országos Természetvédelmi Tanács Titkárságának. – Kézirat, BTI Adattár.

Kézirt beérkezett: 2006. 01. 11.

Földtani Közlöny 137/3, 407–424. (2007) Budapest

Természeti folyamatok négydimenziós krigelt modelljei

Kriged models of natural processes in 4D

FÜST Antal[1]

(9 ábra, 7 táblázat)

Tárgyszavak: minták, négydimenziós modell, interpoláció, extrapoláció, előrejelzés
Keywords: samples, model in 4D, interpolation, extrapolation, forecasting

Abstract

The study summarises the most important steps of model-construction in 4D. It thus considers the different types of 4D sampling and the possibilities for using them. The process of kriging estimation in 3D is also examined along with the related forecasting methods (i.e. trend calculation and random processes). The presented methods are demonstrated with a case study.

Összefoglalás

A tanulmány összefoglalja a négydimenziós modell-alkotás legfontosabb lépéseit. Ennek során tárgyalja a minták fajtáit és felhasználási lehetőségeit, a térben és időben krigeléssel történő becslés folyamatát és az előrejelzési lehetőségeket (trendszámítás és sztochasztikus folyamatok). A bemutatott eljárást egy konkrét példa szemlélteti.

Bevezetés

A természeti folyamatok általában négy dimenzióban, a három dimenziós térben és időben zajlanak. A folyamatok intenzitását és mértékét számos tényező befolyásolja. Ezek hatása lehet trend- és véletlen jellegű. Amennyiben a folyamat vizsgálatára megfigyelő hálózatot építettünk ki, a megfigyelési adatokból előállítható a folyamat 4D-s modellje, a modell 3D-s metszetei térkép formájában ábrázolhatók és szükség szerint a várható viszonyok prognosztizálására is mód nyílik (FÜST & SZÉP 1979; FÜST 1991a, b, 1992, 1997, 2002; MOLNÁR & FÜST 2002, 2005; FÜST et al. 2005).

A természeti folyamatok modellezésére számos matematikai eljárás, így a speciálisan átalakított geostatisztikai és geomatematikai módszerek is alkalmasak lehetnek (KRIGE 1987). A modelleknek általában két fő csoportját lehet elkülöníteni. Léteznek analitikus modellek (NOVÁKI [szerk.] 1990; TIEN-CHANG LEE 1998) és sztochasztikus modellek. A következőkben ez utóbbiakról adunk áttekintést.

A megfigyelési rendszer és a minták halmaza

Tételezzük fel, hogy valamely természeti folyamat (például a karsztvízszint-változás) vizsgálatára az érintett területen n számú, az országos térképezési

[1]Szent István Egyetem, Gépészmérnöki Kar, Matematikai és Informatikai Intézet, Informatika Tanszék, H–2103 Gödöllő, Páter Károly út 1.

rendszerben értelmezett, ismert x, y, z koordinátájú megfigyelési helyet (mérőállomást) létesítettünk. Ezeken, valamely paraméterre, tetszőleges időpontokban, méréseket végzünk. A mérés eredményét jelölje: $Z_{ij}(x_i,y_i,z_i,T_i)$ $(i = 1,2 \ldots n; j = 1,2, \ldots m_i)$, ahol m_i – az i-edik mérési helyen végzett összes mérések száma. Az összes megfigyelések száma tehát:

$$n' = \sum_{i=1}^{n} m_i \; .$$

Tekintettel arra, hogy az i-edik mérési helyen a mintavétel nem feltétlenül azonos időközökben történt, továbbá a mintavétel ideje az n számú mérési helyen is eltérő lehet, a feldolgozáshoz az adathalmaz előzetes átdolgozása szükséges. Az egyszerűbb kezelhetőség érdekében vezessük be a következő jelöléseket: $Z_{ij}(x_i,y_i,z_i,T_i) = Z_{ijT}$; b_{ij} – az időbeli becslés-, c_{ij} – a z-irányú becslés súlytényezője valamely mérési helyen; a_{ij} – az adott z koordinátára és időpontra vonatkozó x,y síkbeli becslés súlytényezője.

Valamely x,y,z tér- és T időkoordinátával jellemzett helyre és időre vonatkozó becslés célszerűen három lépésben valósítható meg. Először minden mérési helyen, az azonos időpontra vonatkozó mintákból minden lehetséges időpontra becslést végzünk a kívánt z koordinátára. Becsüljük tehát a

$$Z^*_{izT} = \sum_{j=1}^{m'_{iT}} c_i Z_{ijT}$$

értéket, ahol m'_{iT} – a becslésbe bevont minták száma: $m'_{iT} \leq m_i$. Ezt követően minden mérési helyen a kívánt T időpontra vonatkozó becslést végezzük el:

$$Z^*_{iT} = \sum_{j=1}^{m'_i} b_{ij} Z^*_{izT} \; ,$$

ahol m'_i – a becslésbe ezúttal bevont, előzőleg már képzett (becsült) értékek száma: $m'_i \leq m_i$. Ezt követően a kívánt x,y koordinátájú helyre végzünk becslést:

$$Z^* = \sum_{i=1}^{N'} a_{ij} Z^*_{iT} \; ,$$

ahol N' – a becslésbe bevont, T időpontra és z koordinátára becsült értékek száma: $N' \leq n$. Az előbbiekben három lépésben elvégzett becslés egy egyenlettel is felírható, a következők szerint:

$$Z^* = \sum_{i=1}^{N'} a_{ij} \sum_{j=1}^{m'_i} b_{ij} \sum_{j=1}^{m'_{iT}} c_{ij} Z_{ijT} \; .$$

Az együtthatókra vonatkozóan teljesülnek a

$$\sum_{j=1}^{m'_{it}} c_{ij} = 1 \; ; \; \sum_{j=1}^{m'_i} b_{ij} = 1 \; ; \; \sum_{i=1}^{N'} a_{ij} = 1 \; ; \; \sum_{i=1}^{N'} \sum_{j=1}^{m'_i} \sum_{j=1}^{m'_{it}} a_{ij} b_{ij} c_{ij} = 1$$

feltételek.

Ha a becsléshez valamely távolságfüggő egyszerű súlyozástechnikai eljárást (a mintatávolság valamely hatványának fordított értékével történő súlyozott átlag képzés) alkalmazunk, az együtthatók egyszerűen számíthatók. Ha viszont ennél pontosabb eredményt kívánunk és a becsléshez krigelést alkalmazunk, ehhez a következő három féle félvariogramra van szükség:

— megfigyelési helyenkénti, vagy célszerűen összesített (helyfüggetlen) *z* irányú $\gamma_T(z)$,

— egy hasonló módon képzett időbeli $\gamma(t)$ - továbbá

— egy *z,t* koordinátákhoz kötött $\gamma_{zT}(h)$ félvariogram.

Ezek meghatározására a későbbiekben térünk ki.

Az időben és térben lejátszódó természeti folyamatot tehát egy olyan geomatematikai modellel írjuk le, amelyben feltételezzük, hogy az időbeli és térbeli változás stacionárius ugyanakkor a *z* irányú és az időbeli változás helyfüggetlen.

A négydimenziós modell előállításának folyamata

A természeti folyamat geostatisztikai modellje pontméretű- és nem pontméretű mintákra épülhet. A függőleges értelmű és időbeli becslés lehet interpoláció és extrapoláció. Ez utóbbiról az előrejelzési módszerek kapcsán szólunk. Interpoláció esetén a becslés történhet például krigeléssel, valamely egyszerű súlyozástechnikai eljárás alkalmazásával, spline függvénnyel és teljes illeszkedésű trenddel. Ezek közül a következőkben csak a krigeléssel foglalkozunk.

Függőleges értelmű és időbeli becslés krigeléssel, pontméretű mintákból

A feladat elvégzéséhez szükségünk van a paraméter függőleges értelmű változását leíró $\gamma_T(z)$, valamint az időbeli mozgást kifejező $\gamma(t)$ félvariogramra. Elvileg, ha $m_i >> 0$, mindkét félvariogram megfigyelési helyenként is előállítható lenne, például *z* irányú esetre:

$$\gamma_{iT}(z)=\frac{1}{2M_{iT}(z)}\sum_{j=1}^{M_{iT}(z)}\left[Z_{ijT}-Z_{i(j+z)T}\right]^2,$$

ahol $M_{iT}(z)$ – az *i*-edik mérési helyen, valamely *T* időpontban, adott *z*-hez tartozó mintapárok száma. Tekintve, hogy $m_i << \infty$, praktikussági okokból célszerűbb mind a *z* irányú, mind a *T* szerinti félvariogramnál feltételezni, hogy a változás független az *x,y* koordinátáktól és a következő összefüggésekkel számolni:

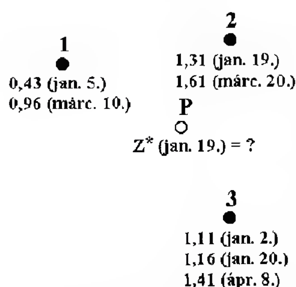
$$\gamma_T(z)=\frac{1}{2\sum_{i=1}^{n}M_{iT}(z)}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{M_{iT}(z)}\left[Z_{ijT}-Z_{i(j+z)T}\right]^2, \quad \gamma(t)=\frac{1}{2\sum_{i=1}^{n}M_i(t)}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{M_i(t)}\left[Z^*_{izT}-Z^*_{iz(T+t)}\right]^2,$$

ahol most $M_i(t)$ az adott *i*-edik mérési helyen, adott *t*-hez tartozó becsült értékpárok száma.

A $\gamma_T(z)$ és a $\gamma(t)$ empirikus félvariogramokra elméleti függvényt illesztve a $\gamma_T^*(z)$ és a $\gamma^*(t)$ elméleti félvariogramokat kapjuk. Ezt például $\gamma^*(t)$ esetén a következő határok között értelmezzük:

$$\gamma^*(t) = 0 \quad \text{ha} \quad t = 0$$
$$\gamma^*(t) = f(t) \quad \text{ha} \quad 0 < t \le a_t$$
$$\gamma^*(t) = (C + C_0)_t \quad \text{ha} \quad t \ge a_t.$$

Az összefüggésekben $f(t)$ – az empirikus félvariogram felszálló ágát közelítő elméleti függvény, a_t – a hatásidő, amely a hatástávolsággal analóg fogalom, $(C + C_0)_t$ – pedig az időbeli félvariogram küszöbszintje. A számítás menetét a következő példa (FÜST 2002) szemlélteti (*1. ábra*). Az ábra egy számos elemből álló mintavételi halmaz kiválasztott három elemének elhelyezkedését, a rájuk vonatkozó mérési adatokat és az adatgyűjtés időpontját mutatja.



1. ábra. A minták elhelyezkedése és a mért értékek az adott példában

Fig. 1. Location of samples, and the measured parameter values, in the example

A példában minden mért paraméter érték azonos z koordinátára vonatkozik. Végezzünk becslést az *1. ábrán* látható **P** pontra, január 19-én! Az időbeli változást kifejező félvariogram felszálló ágának egyenlete:

$$\gamma^*(t) = 0{,}01 + 0{,}0005t; \text{ a hatásidő } a_t = 120 \text{ nap.}$$

Először számítjuk a paraméter értékét mindhárom mérési pontban jan. 19-én. Természetesen a 2. pontban nincs szükség számításra.

Az 1. mérési helyen a krigelési egyenlet a következő:

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0{,}07 & 0{,}038 & 1 \\ 0{,}038 & 0{,}07 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} 0{,}053 \\ 0{,}035 \\ -0{,}01 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0{,}78125 \\ 0{,}21875 \\ -0{,}01 \end{bmatrix} .$$

A becsült érték tehát: $Z^*_{1(jan.\ 19.)} = 0{,}78125 \cdot 0{,}43 + 0{,}21875 \cdot 0{,}96 = 0{,}5459$.

A 2. mérési helyen $Z_{2(jan.\ 19.)} = 1{,}31$. A 3. mérési helyen jan. 19-re végzett becslés:

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0{,}07 & 0{,}051 & 0{,}012 & 1 \\ 0{,}051 & 0{,}07 & 0{,}021 & 1 \\ 0{,}012 & 0{,}021 & 0{,}07 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} 0{,}0515 \\ 0{,}0595 \\ 0{,}0205 \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0{,}2699 \\ 0{,}6556 \\ 0{,}0745 \\ -0{,}0017 \end{bmatrix}$$

$Z^*_{3(jan.\ 19.)} = 1{,}1651$.

A területi becsléshez az egyes távolság relációk a következők: $\overline{12} = 58$ m; $\overline{13} = 70$ m; $\overline{23} = 43$ m; $\overline{1P} = 53{,}5$ m; $\overline{2P} = 27{,}5$ m; $\overline{3P} = 19$ m. A terület egészére vonatkozó adatokból számolt, a területi félvariogram egyenlete jan. 19-én a következő:

$$\gamma_{z(jan.19.)}(h) = 0 \qquad h = 0$$

$$\gamma_{z(jan.19.)}(h) = 0,6\left[1,5\frac{h}{80} - 0,5\frac{h^3}{80^3}\right] \qquad 0 < h \leq a$$

$$\gamma_{z(jan.19.)}(h) = 0,6 \qquad h \geq a$$

A krigelési együtthatók számítására szolgáló egyenlet a **P** pontra:

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0,6 & 0,061823 & 0,013477 & 1 \\ 0,061823 & 0,6 & 0,162836 & 1 \\ 0,013477 & 0,162836 & 0,6 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} 0,087850 \\ 0,302811 \\ 0,390269 \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0,099524 \\ 0,344706 \\ 0,555770 \\ -0,000665 \end{bmatrix}.$$

A becsült érték: $Z^*_{(jan.\,19.)} = 1,1672$. A becslési szórás kizárólag a síkbeli becslésre vonatkozóan

$$\sigma_e^2 = 0,6 - [0,099524 \quad 0,344706 \quad 0,555770 \quad 0,000665] \cdot \begin{bmatrix} 0,087850 \\ 0,302811 \\ 0,390269 \\ 1 \end{bmatrix} = 0,2693;\ \sigma_e = 0,519 .$$

Vegyük tekintetbe az időbeli becslés szórását is!

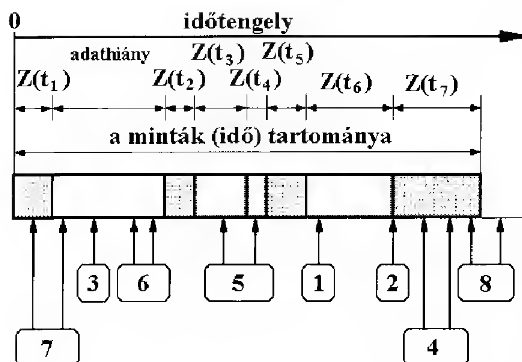
$$\sigma_{e1}^2 = 0,07 - [0,78125 \quad 0,21875 \quad 0,01] \cdot \begin{bmatrix} 0,053 \\ 0,035 \\ 1 \end{bmatrix} = 0,0109375; \qquad \sigma_{e2}^2 = 0 \ ;$$

$$\sigma_{e3}^2 = 0,07 - [0,2699 \quad 0,6556 \quad 0,0745 \quad 0,0017] \cdot \begin{bmatrix} 0,0515 \\ 0,0595 \\ 0,0205 \\ 1 \end{bmatrix} = 0,0138647 .$$

Az átlagos időbeli szórásnégyzet: 0,0082674.
Az együttes becslési hiba: $\sigma_{eTH} = t \cdot \sqrt{0,2693+0,0082674} = t \cdot 0,527$. 95%-os valószínűségi szinten $\sigma_{eTH} = 1,054$.

Interpoláció nem pontméretű minták esetén

Ha a minták nem pontméretűek, hanem valamely mélységi (z-irányú) vagy idő-intervallumra vonatkoznak, akkor például intervallumbecslés esetén a 2. *ábrán* látható esetek fordulhatnak elő.



2. *ábra.* Lehetséges becslési szituációk nem pontméretű minták esetén

Fig. 2. Possible estimation situations in case of non point samples (időtengely = time axis, adathiány = shortage of data, a minták (idő) tartománya = zone (in time) of samples)

Feltételezve, hogy z irányban nincs változás, az interpolációt a következő módon célszerű végezni. Az 1. esetben pontméretű helyre vonatkozó becslést végzünk, és a pont valamely minta tartományán belül van. Ez esetben a becsült érték megegyezik annak a mintának a paraméter értékével, amelyben a pont található (esetünkben: $Z(t_6)$). A 2. eset szintén pontbecslés, de a pont két mintatartomány határára esik. Ez esetben a becsült érték a határ két oldalán lévő minta (az ábra szerint $Z(t_6)$ és $Z(t_7)$) paraméter értékének egyszerű számtani átlaga. Ha a határ egyik oldalán adathiány van, vagy a mért érték nulla, akkor a becsült érték a másik oldal mért paraméterértékével egyenlő. A 3. eset szintén pontbecslés, de a becslés helyén adathiány van. Ilyenkor a kívánt helyre szabályos pontkrigelést, vagy más súlyozásos pontbecslést végzünk. A becsléshez felhasznált mintákat a hatástávolság ismeretében, a becslési hely és a minta középpontok közötti távolság alapján válogatjuk össze. A 4. eset intervallumbecslés, de a becslési hely beleesik valamely minta (az ábrán $Z(t_7)$) tartományába. Ilyenkor a becsült érték megegyezik a minta paraméterértékével. Az 5. eset szintén intervallumbecslés, de a becslési hely egynél több mintát (az ábrán $Z(t_3)$ és $Z(t_4)$) érint. Ilyenkor a becsült érték meghatározható intervallum-krigeléssel, de a minták igénybevett (idő)tartományával súlyozott átlagként is. A 6. eset olyan intervallumbecslés, amelynél a becslési hely adathiányos részre esik. Ilyenkor ugyanúgy járunk el mint a 3. esetben, azzal a különbséggel, hogy a becslés most intervallumra és nem pontra vonatkozik. A 7. esetben a becslési hely részben adathiányos területre esik. Ilyenkor, mint a 6. esetben, szabályos intervallumbecslést végzünk. A 8. esetben a becslési hely túlnyúlik a minták (idő)tartományán. Ilyenkor a becsült értéket vagy az előrejelzési módszerek valamelyikével számítjuk, vagy egyszerűen megegyezőnek vesszük a mintatartományba eső értékkel.

Adott időpontra vonatkozó becslés az x,y síkon

Az előbb leírt interpoláció révén lehetőség adódik arra, hogy a T időpontra becsült értékekből területi félvariogramot számítsunk az adott T időpontra. A félvariogram egyenlete:

$$\gamma_{zT}(h) = \frac{1}{2N_j(h)} \sum_{i=1}^{N_j(h)} \left[Z_{iT}^* - Z_{(i+h)T}^* \right]^2 ,$$

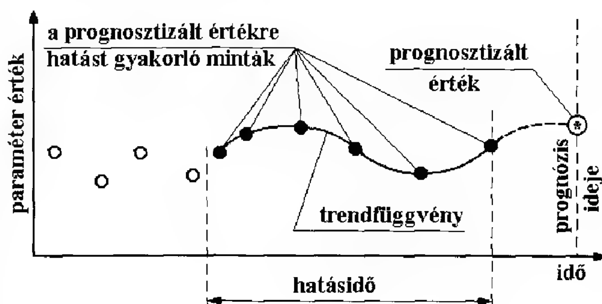
ahol $N_j(h)$ a mintapárok száma az adott T időpont és h távolság mellett. Ha az így számított $\gamma_{zT}(h)$ empirikus félvariogramra elméleti függvényt illesztünk, módunk van a paraméter krigelt térképének előállítására a z szintre és T időpontra vonatkozóan. Ha a z irányú becslés átlagos becslési hibája $\sigma_{e\bar{z}}$, az időbelié $\sigma_{e\bar{T}}$, a síkbeli becslés adott helyre vonatkozó becslési hibája pedig σ_e, akkor a z szintre, és T időpontra vonatkozó paraméter becslés becslési hibája: $\sigma_{eTzH} = t\sqrt{\sigma^2_{e\bar{z}} + \sigma^2_{e\bar{T}} + \sigma^2_e}$.

Prognóziskészítés

A természeti folyamatok 4 dimenziós modelljének előállítása során előfordulhat, hogy az interpoláció lehetősége nem áll fenn, így előrejelzést kell végezni. A prognóziskészítés elfogadható pontossággal, mind térben, mind időben megvalósítható. Így mód van arra, hogy előre jelezzük valamely paraméter térképet olyan időpontra, amelyben mérés még nem történhetett. A környezetvédelemben például a prognózis az x,y,z,T négydimenziós térben készül. A feladat azonban felbontható egy időbeli és egy térbeli prognózis előállítására. Ha az időbeli prognosztizálás lokálisan már megtörtént, a térbeli prognózis interpolációvá egyszerűsödik.

Az egydimenziós prognózis lehetőségek közül legegyszerűbben a trendszámítás kezelhető. A számított trend azonban célszerűen nem lehet teljesen illeszkedő, mert így olyan unduláció léphet fel, amely már nem tekinthető reálisnak. A számított trend feltételei között esetenként szerepeltetni kell azt a követelményt is, hogy az egyenletből számítható érték nem lehet negatív. A trendegyenlet együtthatóit a négyzetösszeg minimumfeltétellel határozzuk meg. Ennek részletezését l. később.

Előzetes vizsgálatokkal eldönthető, hogy az előrejelzett értékre mely minták gyakorolnak hatást *(3. ábra)*. Időbeli prognózishoz tehát célszerűen a hatásidőn belüli mintákra vonatkozóan számolt trendfügvényt célszerű felhasználni. Ez a trendfüggvény esetenként lehet teljesen illeszkedő is. Az itt számítható hatásidő nem tévesztendő össze az időbeli változást kifejező félvariogram hatásidejével. Az előrejelzés esetében számolt hatásidő ugyanis, az előrejelzés mint extrapoláció időbeli bázishosszát, míg a félvariogram harásideje azt az időtartományt jelenti, amelyben a krigeléshez mint interpolációhoz felhasználható minták elhelyezkednek.



3. *ábra*. A prognózisra hatást gyakorló minták, a hatásidő értelmezése

Fig. 3. Samples have an effect on forecasting, interpretation of range in time (paraméter érték = parameter value, idő = time, a progosztizált értékre hatást gyakorló minták = samples affect for forecasted value, prognosztizált érték = forecasted value, trendfüggvény = trend function, prognózis ideje = forecasting time, hatásidő = range in time)

A paraméterek előrejelzése számszerűen és grafikusan történhet. A következőkben csak a számszerű előrejelzés fontosabb módszereivel foglalkozunk.

Az egy dimenzióban történő prognózis készítésére

számos módszer ismeretes (BOX & JENKINS 1970; MAKRIDAKIS & WHEELWRIGHT 1978; MECSEKI et al. 1986, 1987; FÜST 2002.). Mielőtt azonban ezeket alkalmaznánk, számos vizsgálatot kell elvégeznünk. Vegyünk alapul egy olyan megfigyelési (mérési) sorozatot, amelynek szerkezetéről még semmit sem tudunk. Nem tudjuk azt sem, hogy a vizsgált sorozat teljesen véletlenszerű, vagy sem. Tegyük fel, hogy $Z_1 = \xi(1)$, $Z_2 = \xi(2), ..., Z_{m_i} = \xi(n)$.

Első lépésben modellezzük ezt a sorozatot a $\xi(1), \xi(2), ..., \xi(n)$ sztochasztikus folyamattal! Először meg kell vizsgálnunk, hogy a folyamat „fehér zaj"-szerű-e. A nullhipotézis tehát:

$$H_0 : \text{A folyamat azonos eloszlású és korrelálatlan.}$$

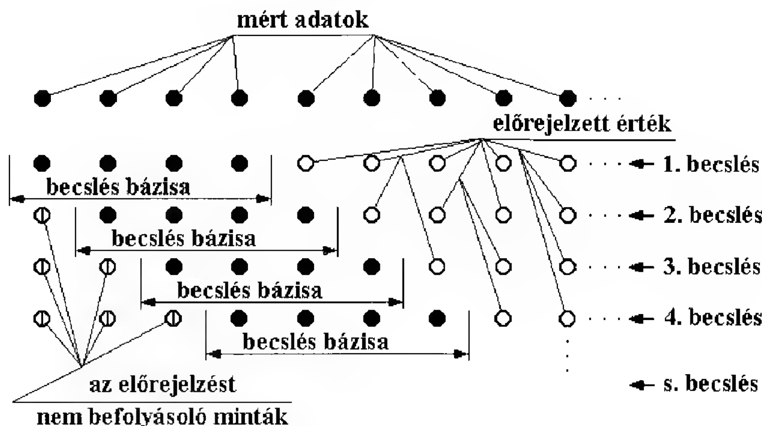
A nullhipotézist ellenőrizhetjük például a csúcspróbával, vagy a szomszédos pontok különbségének előjelén alapuló próbával. Ha a próba a nullhipotézist nem igazolta, azaz a vizsgált folyamat nem „fehér zaj", akkor lehetséges, hogy attól csak egy $m_1(k)$ determinisztikus taggal, a polinomiális trenddel tér el, vagyis a folyamat a

$$\xi(k) = m_1(k) + \varepsilon(k)$$

modellel közelíthető, melyben $k = 1,2, ..., n$ értékeket vehet fel. A modellben $\varepsilon(k)$ jelenti a nulla várható értékű „fehér zaj"-t. Az $\varepsilon(k)$ differenciák sorozatát újra meg kell vizsgálni, hogy azok valóban „fehér zaj"-nak tekinthetők-e. Ha nem, akkor előfordulhat, hogy a polinomiális trendtől való eltérések még periodikus változást is mutatnak, azaz $\varepsilon(k) = m_2(k) + \varepsilon'(k)$. Így a folyamat a

$$\xi(k) = m_1(k) + m_2(k) + \varepsilon'(k)$$

modellel közelíthető, ahol $m_1(k)$ egy polinomiális, $m_2(k)$ pedig egy harmonikus trendet jelöl, $\varepsilon'(k)$ pedig már minden valószínűség szerint már „fehér zaj"-nak tekinthető. Megjegyezzük, hogy egyszerűbb prognózisok készítésénél általában nem lépnek tovább a trendfüggvényeknél, sőt esetenként csak a polinomiális



4. *ábra.* A próba előrejelzések sémája

Fig. 4. Scheme of test forecasting (mért adatok = measured data, előrejelzett érték = forecasted value, becslés = forecasting, becslés bázisa = base of forecasting, az előrejelzést nem befolyásoló minták = ineffectual samples for forecasting)

trendet használják. Mielőtt azonban a tényleges prognózis készítésre sor kerülne, meg kell vizsgálni, hogy az előrejelzést milyen bázison (hatásidő) kell végezni, és mekkora lehet az az (idő)távolság amelyre még érdemes előrejelezni (4. *ábra*). Egyszerű prognózis a hatásidőn belüli mintákra számolt trendfüggvényből készíthető. Ez a trendfüggvény lehet teljesen illeszkedő is. Az itt számítható hatásidő nem tévesztendő össze az időbeli változást kifejező félvariogram a_t hatásidejével.

Az előrejelzés hibasávja

Tételezzük fel, hogy a hatásidő ismeretében az előrejelzéshez m_i' ($m_i' << m_i$) számú, egyenközű mintát használunk fel. Próba előrejelzéseket végezve a már ismert paraméter értékű minták helyére (5. *ábra*), módunk van számítani az előrejelzés hibáját (FÜST 1991/a; FÜST et al. 1991). Legyen a becsült és a mért érték különbsége valamely t_e előrejelzési távolságra $\Delta_k(t_e)$.

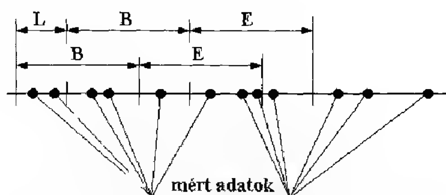
Számítva a

$$\bar{\Delta}(t_e)=\frac{1}{s}\sum_{k=1}^{s}\Delta_k(t_e)$$

átlagot és a

$$\sigma_\Delta(t)=\sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{s}\left[\Delta_k(t_e)-\bar{\Delta}(t_e)\right]^2}{s}}$$

szórást, s számú előrejelzés t_e előrejelzési idő(távolság) mellett, adott valószínűségi szinten számítható a becslés hibasávja. A hibasáv alsó és felső határa a $Z^*(t)$ becsült érték alatt és fölött, adott t valószínűségi szinten a következő képlettel számítható:



5. *ábra*. Szabálytalan elhelyezkedésű minták hibasávjának meghatározási sémája

Fig. 5. Scheme of error zone determination in the case of irregularly located samples (mért adatok = measured data)

$$Z^*(t)\pm\left\{\bar{\Delta}(t_e)+t\left[\sigma_\Delta(t)+\bar{S}_t\right]\right\},$$

ahol $\bar{S}_t$ a trendek S_{t_i} standard hibájának átlaga. Ha a trendek teljesen illeszkedők, akkor $S_{t_i} = 0$; $\bar{S}_t = 0$, így az előbbi összefüggés leegyszerűsödik:

$$Z^*(t)\pm\left[\bar{\Delta}(t_e)+t\sigma_\Delta(t)\right].$$

További egyszerűsödést eredményez, ha a paraméter változásának nincs határozott trendje. Ez esetben $\bar{\Delta}(t_e) \approx 0$, és ha a méréseinket sem terheli szabályos hiba:

$$Z^*(t)\pm t\sigma_\Delta(t).$$

Szabálytalan időközökben (vagy távolságokon) vett mintáknál az előrejelzés bázisának és hibasávjának meghatározása az 4. *ábrán* vázoltaktól eltérően történik (5. *ábra*).

Jelölje a bázis szélességét *B*, annak kezdőpontja legyen x_{min}, végpontja x_{max}. Jelöljük ugyanakkor a bázis léptetésének hosszát *L*-el és az előrejelzési távolságot *E*-vel (*5. ábra*). Jelölje a *B* bázison belüli mintákra ráültetett, nem teljes illeszkedésű függvényt *f(x)*. Jelöljük továbbá a paraméter mért értékét *y*-al, az *f(x)* függvényből számolt értékét pedig *y'*-vel. A *B* bázison túli mintákra, a bázis minden lehetséges helyzetében számítható az $y - y' = d$ differencia. Ezekre illesszünk egy egyenest, ennek egyenletét jelölje $f_l(x)$. Osszuk fel szabadon megválasztható intervallumokra az *E* előrejelzési távolságot. Az intervallum szélessége legyen: *e*. Vegyük először az x_{max} kezdőpontú és $(x_{max} + e)$ végpontú intervallumot, amelybe az alsó határt nem, de a felsőt bele számítjuk. Képezzük ebben az S_t standard hibát:

$$S_t = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i' - y_i)^2}{n}},$$

ahol most *n*, az intervallumban lévő tényleges mérések száma. Így a számolt standard hiba koordinátája: $x_{max} + e/2$. A következő, ($x_{max} + e$ és $x_{max} + 2e$ határokkal rendelkező) intervallumban ismét számíthatunk egy standard hibát, melynek koordinátája $[x_{max} + (3/2)e]$ stb.

Egy adott *B* bázis esetében rendelkezünk tehát egy konkrét *f(x)* függvénnyel, mellyel előrejelzünk, és egy $f_e(x)$ egyenessel és intervallum közepekre vonatkozó standard hibával. Ez utóbbiakra illesszünk egy $f_s^t(x) = ab^x$ alakú függvényt, különböző *t* valószínűségi szinteken. Az előrejelzés hibasávja tehát a következő $f_h(x)$ függvénnyel írható le:

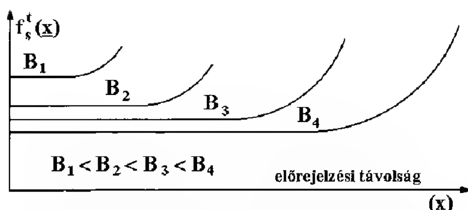
$$f_h(x) = f(x) \pm [f_\ell(\underline{x}) + f_s^t(\underline{x})].$$

A számításokat most *B* növelésével ismételjük meg. Az eredményeket az $f_s^t(\underline{x})$-re vonatkozóan a *6. ábra* mutatja. Az összefüggésekben *x* az előrejelzési távolságot jelöli.

A bázishossz növekedése a standard hibát csökkenti, de az ábrán az is megfigyelhető, hogy a standard hiba némileg független lesz az előrejelzési távolságtól. Az $f_s^t(\underline{x}) = ab^x$ alakú függvény érintőjének iránytangense nulla, ha $\underline{x} = -\infty$, és végtelen, ha $\underline{x} = \infty$. Jelöljük az iránytangens még megengedhető értékét w-vel. Így $ab^x \ln b = w$, tehát

$$\underline{x} = \frac{\ln w - \ln a - \ln(\ln b)}{\ln b}$$

Az összefüggésből megkaphatjuk, hogy adott bázishossz mellett mekkora távolságra lehet előrejelezni.



6. ábra. A bázishossz az előrejelzési távolság és a standard hiba összefüggése

Fig. 6. Connection among basis length, forecasting distance and standard deviation (előrejelzési tábolság = forecasting distance)

Előrejelzés polinomiális trendfüggvénnyel

Ha az adatsor vizsgálata azt mutatja, hogy a folyamat nem „fehér zaj", akkor

még előfordulhat, hogy attól csak egy $m_1(k)$ determinisztikus taggal, a polinomiális trendfüggvénnyel tér el, vagyis a folyamat a $\xi(k) = m_1(k) + e(k)$ $k = 1, 2, ..., n$ modellel közelíthető, ahol mint korábban láttuk, $\varepsilon(k)$ a zérus várható értékű fehér zaj. A polinomiális trendet leggyakrabban lineáris, vagy esetleg másodfokú formában keressük, azaz

$$m_1(k) = a + \beta k \text{ vagy } m_1(k) = a + \beta k + \gamma k^2.$$

A trendfüggvény állandóit a négyzetösszeg minimum elv felhasználásával számítjuk, azaz:

$$\sum_{k=1}^{n} \left[\xi(k) - m_1(k)\right]^2 = min\ .$$

Az α, β, és γ együtthatók számítására másodfokú trend esetében a következő mátrix egyenlet szolgál:

$$\begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} n & \sum k & \sum k^2 \\ \sum k & \sum k^2 & \sum k^3 \\ \sum k^2 & \sum k^3 & \sum k^4 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum \xi(k) \\ \sum k\xi(k) \\ \sum k^2 \xi(k) \end{bmatrix}$$

1. táblázat. Adatok a példabeli polinomiális trend számításához

Table 1. Data for calculation polinomial trend in the example

A minta száma	Kezdőponttól mért (idő) távolsága L (m)	Mért paraméter Érték M (m)	A mintaszáma	Kezdőponttól mért (idő) távolsága L (m)	Mért paraméter Érték M (m)
1	0	6,0	5	40	2,2
2	10	5,9	6	50	2,4
3	20	4,4	7	60	2,0
4	30	2,5	8	70	1,2

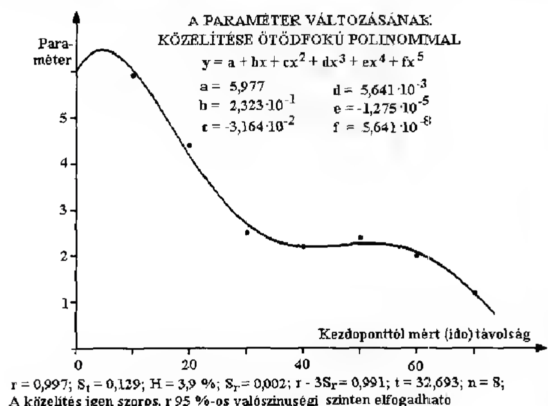
2. táblázat. A különböző fokszámú trendekkel kapott Z*(80) prognosztizált érték

Table 2. Prognosed values of Z(80) calculated with different degree trend functions*

Polinom fok-száma	Z* (80)	Polinom fok-száma	Z* (80)
1	0,143	5	–0,063
2	1,429	6	$-7{,}415 \cdot 10^4$
3	1,525	7	10,967
4	–3,358	–	–

A polinomiális trenddel történő előrejelzést a következő példa szemlélteti. A 2. *táblázat*ban az 1. *táblázat* adataira számolt különböző polinomiális trendekkel kapott Z* (80) prognosztizált értékeket adjuk meg. A 7. *ábrán* az ötöd fokú polinommal való közelítést mutatjuk be.

Megjegyezzük, hogy nem célszerű teljesen illeszkedő trendfüggvény számítására törekedni. Helyesebb, ha a változás jellegét jól mutató függvényt használjuk fel a prognózishoz.



7. ábra. Az 1. táblázat adatainak közelítése ötöd fokú polinommal

Fig. 7. Polinomial trend function (5 degrees) on the basis of data, in the first table (a paraméter változásának közelítése ötödfokú polinommal = the change of the parameter according to polinomial trend (5 degrees), kezdőponttól mért (idő) távolság = distance (in time) from the origo, a közelítés igen szoros, r 95%-os valószínűségi szinten elfogadható = the connection is very close, r acceptable on the 95% probability level)

Periódusvizsgálat

Előfordulhat, hogy a polinomiális trendtől való eltérések még periodikus változást is mutatnak, így a folyamat a

$$\xi(k) = m_1(k) + m_2(k) + \varepsilon'(k)$$

modellel közelíthető, ahol $m_2(k)$ a harmonikus trend és természetesen $\varepsilon(k) = m_2(k) + \varepsilon'(k)$. Tekintve, hogy $e(k)$ várható értéke nulla, a harmonikus trend alakja:

$$m_2(k) = \sum_{i=1}^{n}\left(a_i \cdot cos\frac{i\pi k}{L} + b_i \cdot sin\frac{i\pi k}{L}\right),$$

ahol a_i és b_i a trendfüggvény együtthatói, L a mintasor félhossza, és n a minták száma. Ha a mintatávolságok azonosak, akkor az együtthatók számítására a következő összefüggések szolgálnak:

$$a_i = \frac{n}{2}\left[\frac{\varepsilon_{(1)} + \varepsilon_{(n)}}{2} + \sum_{k=2}^{n-1}\varepsilon(k)\cdot cos\frac{i\pi k}{L}\right] \qquad i = 1,2, \ldots, n/2 \;;$$

$$b_i = \frac{n}{2}\sum_{k=2}^{n-1}\varepsilon(k)\cdot sin\frac{i\pi k}{L} \qquad i = 1,2, \ldots, n/2 \;.$$

Ha a mintatávolságok nem azonosak, akkor az együtthatók meghatározásához a négyzetösszeg minimum elvet használjuk. Előbb azonban célszerű bevezetni a következő helyettesítéseket:

$$cos\frac{i\pi k}{L} = A_i\,;\; sin\frac{i\pi k}{L} = B_i\,;\; \varepsilon(k) = y\,.$$

A feltételi egyenlet:

$$\sum\left[y - \left(\sum_i a_i A_i + \sum_i b_i B_i\right)\right]^2 = \text{min.},$$

melyet az ai és bi ismeretlenek szerint parciálisan deriválva, az együtthatókat a következő mátrix egyenletből kapjuk:

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_{n/2} \\ b_1 \\ \vdots \\ b_{n/2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum A_1A_1 & \cdots & \sum A_{n/2}A_1 & \sum B_1A_1 & \cdots & \sum B_{n/2}A_1 \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \sum A_1A_{n/2} & \cdots & \sum A_{n/2}A_{n/2} & \sum B_1A_{n/2} & \cdots & \sum B_{n/2}A_{n/2} \\ \sum A_1B_1 & \cdots & \sum A_{n/2}B_1 & \sum B_1B_1 & \cdots & \sum B_{n/2}B_1 \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \sum A_1B_{n/2} & \cdots & \sum A_{n/2}B_{n/2} & \sum B_1B_{n/2} & \cdots & \sum B_{n/2}B_{n/2} \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum yA_1 \\ \vdots \\ \sum yA_{n/2} \\ \sum yB_1 \\ \vdots \\ \sum yB_{n/2} \end{bmatrix}.$$

Megjegyezzük, hogy a kiszámított polinomiális és harmonikus trendet célszerű megvizsgálni abból a szempontból, hogy a modellezett jelenség valóban mutathat-e ilyen jellegű változást. Ha erre lehetőség adódik, javasolható az eredmény ellenőrzése, például fel nem használt adatsorokkal.

Előrejelzés a sztochasztikus folyamatok elmélete alapján

Egyenközű minták esetén mind interpolációra, mind extrapolációra alkalmazhatjuk a sztochasztikus folyamatok elméletét. Ilyenkor a vizsgált jelenséget megfelelő pontossággal a valószínűségi változóknak csak végtelen sokaságával írhatjuk le. Ezekben az esetekben a valószínűségi változókat t paraméterrel látjuk el: $\xi(t)t \in T$, ahol T a t paraméterek összessége, amelyek igen gyakran az időt jelölik.

A $\xi(k)$, $k = 0, \pm 1, \cdots$ sztochasztikus folyamatot m-ed rendű autoregresszív folyamatnak nevezzük, ha $\xi(k) = a_1\xi(k-1)+,\cdots+a_m\,\xi(k-m)+\varepsilon(k)$, ahol $\varepsilon(k)$ a „fehér zaj", $a_1, a_2, \cdots a_m$ pedig konstans vektorok. Az m-ed rendű autoregresszív folyamatot $AR(m)$-mel jelöljük (JENKINS & WATTS 1968; BOX & JENKINS 1970; KENDALL 1981; DÉVÉNYI & GULYÁS 1988; FÜST 2002). Az autoregresszív folyamat együtthatóit a legkisebb négyzetek módszerével becsüljük. Ha a folyamat várható értéke (μ) nem nulla, akkor ennek becslése ($\hat{\mu}$) a következő összefüggéssel történik:

$$\hat{\mu} = \frac{\overline{\xi(1)} + a_1\overline{\xi(2)} + \cdots + \overline{\xi(m)}}{1 + a_1 + a_2 + \cdots + a_m}, \text{ ahol}$$

$$\overline{\xi(j+1)} = \frac{1}{n-m} \sum_{k=m+1-j}^{n-j} \xi(k) \quad j = 0,1,2,\cdots,(m-1).$$

Ha $\mu \cong \hat{\mu}$ ismert, akkor adataink eleve centrálhatók, így a feltételi egyenlet leegyszerűsödik. Például ha $AR(1)$ folyamatról van szó, vagyis $m=1$, akkor

$$\hat{\mu} \approx \frac{1}{n-1}\sum_{k=2}^{n}\xi(k) \qquad \text{és} \qquad a = \frac{\sum \xi(k)\xi(k-1)}{\sum[\xi(k-1)]^2}.$$

Másodfokú autoregresszív folyamatnál, $AR(2)$

$$\hat{\mu} \approx \frac{1}{n-2}\sum_{k=3}^{n}\xi(k) \qquad \text{és az együtthatók:}$$

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum[\xi(k-1)]^2 & \sum[\xi(k-1)\xi(k-2)] \\ \sum[\xi(k-1)\xi(k-2)] & \sum[\xi(k-2)]^2 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum\xi(k)\xi(k-1) \\ \sum\xi(k)\xi(k-2) \end{bmatrix}.$$

$AR(3)$ folyamatnál:

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum[\xi(k-1)]^2 & \sum[\xi(k-1)\xi(k-2)] & \sum[\xi(k-1)\xi(k-3)] \\ \sum[\xi(k-1)\xi(k-2)] & \sum[\xi(k-2)]^2 & \sum[\xi(k-2)\xi(k-3)] \\ \sum[\xi(k-1)\xi(k-3)] & \sum[\xi(k-2)\xi(k-3)] & \sum[\xi(k-3)]^2 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum[\xi(k)\xi(k-1)] \\ \sum[\xi(k)\xi(k-2)] \\ \sum[\xi(k)\xi(k-3)] \end{bmatrix}.$$

A megoldást számszerűen a következő példa szemlélteti.

Centráljuk az *1. táblázatban* lévő adatokat, majd először tekintsük őket $AR(1)$ folyamatnak. Az adatok átlagértéke: $\xi(k) = 3{,}325$. A centrálás nem más mint a mért és az átlagérték különbségének képzése.

$$a = \frac{14{,}779375}{19{,}499375} = 0{,}7579409596.$$

Eredményeink a *3. táblázatban* láthatók.

3. táblázat. Centrált értékek a példában, és az $AR(1)$ folyamat számítása

Table 3. Centralized values in the example and calculation of AR(1) process

k	$\xi(k)-\overline{\xi(k)}$	$\xi(k)\xi(k-1)$	$[\xi(k-1)]^2$	$\xi(k-1)-\overline{\xi(k)}$	$a[\xi(k-1)-\overline{\xi(k)}]$	$\varepsilon(k)$
1	2,675				2,675	0,000
2	2,575	6,888125	7,155625	2,675	2,028	0,548
3	1,075	2,768125	6,630625	2,575	1,952	–0,877
4	–0,825	–0,886875	1,155625	1,075	0,815	–1,640
5	–1,125	0,928125	0,680625	–0,825	–0,625	–0,500
6	–0,925	1,040625	1,265625	–1,125	–0,853	–0,072
7	–1,325	1,225625	0,855625	–0,925	–0,701	–0,624
8	–2,125	2,815625	1,755625	–1,325	–1,004	–1,121
Σ		14,779375	19,499375			

Tekintsük most a centrált értékeket $AR(1)$ folyamatnak (*4. táblázat*).

4. táblázat. Az $AR(2)$ folyamat számítása az adott példában

Table 4. Calculation of AR(2) process in the example

k	$[\xi(k-1)]^2$	$[\xi(k-2)]^2$	$\xi(k-1)\cdot\xi(k-2)$	$\xi(k)\cdot\xi(k-1)$	$\xi(k)\xi(k-2)$	$a_1[\xi(k-1)-\overline{\xi(k)}]+ a_2[\xi(k-2)-\overline{\xi(k)}]$	$\varepsilon(k)$
1						2,675	0,000
2	7,155625			6,888125		2,575	0,000
3	6,630625	7,155625	6,888125	2,768125	2,875625	1,389	–0,314
4	1,155625	6,630625	2,768125	–0,886875	–2,124375	–0,162	–0,663
5	0,680625	1,155625	–0,886875	0,928125	–1,209375	–1,432	0,307
6	1,265625	0,680625	0,928125	1,040625	0,763125	–0,784	–0,141
7	0,855625	1,265625	1,040625	1,225625	1,490625	–0,733	–0,592
8	1,755625	0,855625	1,225625	2,815625	1,965625	–0,315	–1,810
Σ	19,499375	17,743750	11,96375	14,779375	3,761250		

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 19{,}499375 & 11{,}963750 \\ 11{,}963750 & 17{,}743750 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} 14{,}779375 \\ 3{,}761250 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1{,}071 \\ -0{,}510 \end{bmatrix}$$

Végezzünk előrejelzést az $AR(1)$ és az $AR(2)$ egyenlettel (*5. táblázat*)!

5. *táblázat.* Előrejelzett értékek az *AR*(1) és az *AR*(2) folyamat adataiból
Table 5. Prognozed values on the basys of AR(1) and AR(2) process

k	Előrejelzett érték		*k*	Előrejelzett érték	
	AR(1) szerint	AR(2) szerint		AR(1) szerint	AR(2) szerint
9	–1,611	–1,600	13	–0,532	0,254
10	–1,221	–0,630	14	–0,403	0,185
11	–0,925	–0,141	15	–0,305	0,069
12	–0,701	0,170	16	–0,231	0,020

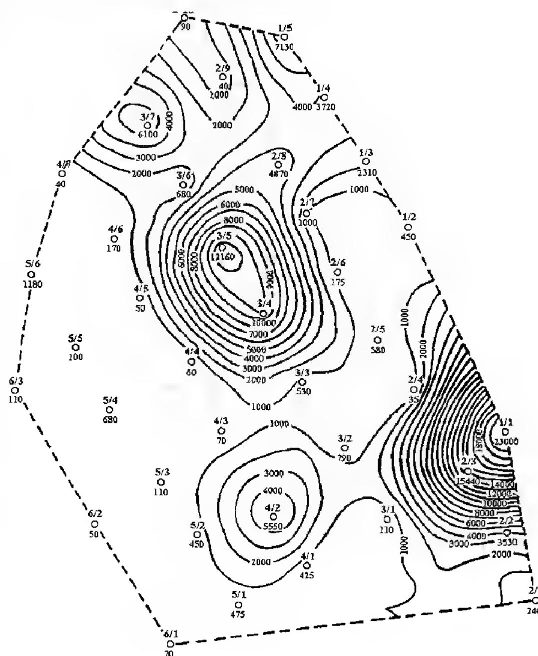
Ha $k \to \infty$, az előrejelzett érték tart a nullához. Az előrejelzés hibasávja függetlenül az előrejelzési távolságtól, az $\varepsilon(k)$ értékek szórásával jelölhető ki. Ez az *AR*(1) folyamatnál; $t \cdot 0,64846$ az *AR*(2) folyamatnált $t \cdot 0,61125$.

Előrejelzés két dimenzióban

Két dimenzióban elsődlegesen a különböző polinomiális és egyéb trendszámítások javasolhatók. Bármilyen előrejelzési módszert is alkalmazunk azonban, tisztában kell lennünk azzal, hogy minél kisebb az előrejelzés bázisa, illetőleg minél nagyobb az előrejelzési távolság, a prognózis annál bizonytalanabb. Tapasztalataink szerint a bázisszélesség 1/3-át meghaladó előrejelzések megbízhatósága már kétséges, és a pejoratív értelemben használt jóslás területére vezetnek.

Egy szénhidrogén termékvezeték törése kapcsán keletkezett talajszennyeződés vizsgálata (esettanulmány)

Egy szénhidrogén termékvezeték törését észlelve, az érintett csővezeték szakaszt kiiktatták, és azonnali kutatást kezdtek a törés helyének és a szennyeződés mértékének meghatározására. A szennyeződés feltételezett területét a *8. ábrán* látható határvonal mentén körülárkolták és a vezetékkel párhuzamosan 6 fúrási sort jelöltek ki, melyeken viszonylag egyenletes sűrűségben 38 db 1-2 m mély talajfúrást mélyítettek. A 2. számú fúrási sort közvetlenül a



8. ábra. Szénhidrogén vezeték törése kapcsán keletkezett szennyezés krigelt térképe 1,25 m mélységben, július 1-én

Fig. 8. Kriged map of the pollution in 1,25 m depth at 1th of Jun. in connection with a breaking of a hydrocarbon pipeline

vezeték mellé telepítették. A fúrások helyét a *9. ábra* mutatja. Az egyes fúrásokban a felszíntől számított ülönböző mélységekben és időpontokban mérték a szennyeződés mértékét. Példaképpen a *6. táblázatban*, a 3/5 számú, fúrásban 1,25 m mélységben mért szennyeződési adatokat tüntettük fel.

A feladat, az időben és térben lejátszódó 4 dimenziós szennyeződési folyamat modellezése abból a célból, hogy meghatározható legyen a törés helye, továbbá a szennyeződéssel érintett talajtérfogat.

A 4 dimenziós modell előállításához időben és térben, interpolációra és előrejelzésre volt szükség. Az interpolációhoz krigelést, míg az extrapolációhoz polinomiális és harmónikus tagokból álló trendfüggvényeket alkalmaztunk. A modell birtokában lehetőség nyílott arra, hogy a szennyezett térrészről adott időpontra és mélységre vonatkozó térképek készüljenek. Az egyes fúrásokban mért, viszonylag csekély adatszám nem tette lehetővé, hogy fúrásonkénti félvariogramokat számítsunk, ezért átlagos félvariogramok számítására kényszerültünk. Például az időbeli változást leíró helytől független elméleti félvariogram egyenletét mutatjuk be:

6. táblázat. A példában szereplő 3/5 számú fúrás mérési adatai

Table 6. Parameter values of 3/5 borehole

A mérés ideje		A szennyeződés mértéke (mg/kg)
dátum szerint	az időskálán (nap)	
jún. 3.	3	10642
jún. 18.	18	11148
júl. 2.	32	12247
júl. 9.	39	12193
aug. 23.	84	12168

$$\gamma_t(h) = 0 \qquad h = 0$$
$$\gamma_t(h) = 500[1{,}5(h/23) - 0{,}5(h/23)3] + 12 \qquad 0 < h \leq 23$$
$$\gamma_t(h) = 512 \qquad h \geq 23$$

A következőkben az 1,25 m mélységre és július 1-i állapotra elvégzett mérések és számítások néhány részeredményét szemléltetjük. Néhány fúrás nem érte el az 1,25 m mélységet, így azokban nem voltak ebből a mélységből származó mérési adatok. Például az 1/1 számú fúrásban július elsején a *7. táblázatban* található adatokat mérték.

Tekintettel arra, hogy 1 m-nél mélyebben mintavétel nem történt, a meglévő adatokból előrejelzést kellett végezni a felszíntől számított 1,25 m-re. Az előrejelzéshez a következő, polinomiális és harmonikus tagokat is is tartalmazó egyenletet alkalmaztuk:

$$y = 1777{,}014 + 10600x - 42640x^2 + 38380x^3 + $$
$$+ 88{,}52 \cos(\pi x/0{,}5) - 238{,}3 \sin(\pi x/0{,}5) -$$
$$- 185{,}7 \cos(2\pi x/0{,}5) + 234{,}0 \sin(2\pi x/0{,}5)\,.$$

Az előrejelzett érték 1,25 m mélységre, 23 000 mg/kg. Miután minden fúrásban vagy mérésből, vagy számításból rendelkezésünkre

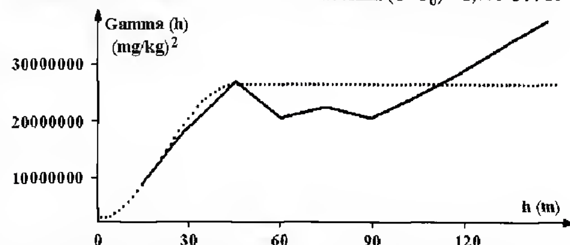
7. táblázat. Az 1/1 számú fúrás mérési adatai július 1-én

Table 7. Parameter data of 1/1 bore hole in 1st June

Felszíntől számított mélység x (m)	Szennyeződés y (mg/kg)
0,1	2108
0,2	2650
0,4	2000
0,7	1100
1,0	3507

állt július elsején a szennyeződés mértéke 1,25 m mélységben, mód nyílott a területi változást mutató félvariogram számítására. Az empirikus félvariogram képét és adatait a *9. ábra* szemlélteti.

A hatásterületi ellipszist megszerkesztve azt tapasztaltuk, hogy annak nagytengelye csaknem párhuzamos a vezetékkel. A fél kis- és fél nagytengely hosszának szorzata 1909 m^2, míg a *8. ábrán* látható félvariogram hatástávolságának négyzete 2025 m^2. A két adat jó egyezést mutat, így a hatásterületi ellipszis elfogadható. A szenynyeződés 1,25 mélységre és július 1. állapotra vonatkozó krigelt térképét a *9. ábra* szemlélteti. Az adott esetben a homorú félvariogram nem okozott kiütő krigelési eredményeket.



9. ábra. Szénhidrogén vezeték törése kapcsán keletkezett szennyezés területi félvariogramja 1,25 m mélységben, július 1-én

Fig. 9. Areal semivariogram of a pollution in 1.25 m depth at 1th of july in connection with a breaking of a hydrocarbon pipeline (szénhidrogén vezeték = hydrocarbon pipeline, szennyezőanyag tart. 1.25 m mélységben = pollution content in 1.25 m depth, szinuszfv.tip. félvariogram = semivariogram, sinus function type, hatástávolság = range, szórásnégyzet = variation, küszöbszint = sill, a tapasztalati félvariogram Matheron-féle = the empirical semivariogram Matheron type)

A *9. ábrán* látható szennyezés térkép az számított 4 dimenziós modell egy 2 dimenziós metszete, tekintettel arra, hogy kötött idő és mélység koordináta mellett, a szennyeződés mértékét az x és y koordináták függvényében szemlélteti.

Az elvégzett modellezési vizsgálatok alapján a következőket állapíthattuk meg.

— A vezeték nem egy, hanem két helyen hibásodott meg. (Ezt mutatja a *8. ábrán* látható két maximum.)

— A két meghibásodási pont közül a K-i oldalon lévő a súlyosabb.

— A szennyeződés már kilépett a körülárkolt területből.

Megjegyezzük, hogy a krigelés — miként ezt az előbbi példa is mutatja — elsődlegesen a hiányzó adatok pótlására alkalmas, a szennyezőanyag-terjedés időbeli változásának modellezésére viszont a transzport szimuláció tűnik kedvezőbb eljárásnak.

Irodalom — References

BOX, G. E. P. & JENKINS, G. M. 1970: Time Series Analysis Forecasting and Control. — Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam. 553 p.

DÉVÉNYI D. & GULYÁS O. 1988: Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. — Tankönyvkiadó, Budapest, 443 p.

FÜST, A. & SZÉP, I. 1979: Prognozirovanie parametrov mesztorozsdenij poleznüh iszkopaemüh. — Marksejderszkoje delo v szocialiszticseszkih stranah. Vüpuszk 8. Leningrad, pp. 81–91.

FÜST A. 1991a: Környezetszennyezési folyamatok térben és időben történő geomatematikai modellezése. — Tanulmány, KBFI, Budapest, 34 p.

Füst A. 1991b: A környezetvédelem geostatisztikai modellje. — XXX. Bányamérő továbbképző és Tapasztalatcsere (ECOPLAN Kft.) kiadványa, Gyöngyös, 8 p.

Füst A., Kovács J., Kun A., Koczka Gy., Lesták F. & Widder, A. 1991: A Lukács-fürdő Boltív-Malomtó forrás 1966–1989 évi mennyiségi és minőségi adatainak geostatisztikai feldolgozása. — Oktatási segédlet, ELTE–KBFI Budapest, 112 p.

Füst, A., 1992: Geostatistical Model of Environmental Pollution. — *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* **27/2–4,** pp. 389–397.

Füst A. 1997: Geostatisztika. — Eötvös Kiadó, Budapest, 427 p.

Füst A. 2002: Természeti folyamatok geostatisztikai modellezése, különös tekintettel az ásványlelőhelyek kutatására és értékelésére. — Akadémiai doktori értekezés, Budapest, 117 p.

Füst A. 2005: Négydimenziós természeti folyamatok térképezése. — XLIV. Bányamérő Továbbképző és Tapasztalatcsere kiadványa, Salgótarján, 2005. május 18–20. pp. 8/45–11/45.

Füst A., Kovács J. & Kovácsné Székely I. 2005: Négydimenziós geostatisztikai modellek a földtanban és a környezetvédelemben. (Összefoglalás). — VII. Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia kiadványa. Nagyvárad 2005. május 31 – április 3. p. 1.

Jenkins, G. M. & Watts, D. G. 1968: Spectral Analysis and its Applications. — Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam, 525 p.

Kendall, M. 1981: Vremennüje rjádü.. — „Finanszü i sztatisztika", Moszkva, 1, 199 p.

Krige, D. G. 1987: Elementary Geostatistical Models Applied in Forecasting South Africa's Long-term Gold Production. — *Mining Engineering,* **June 1987.** pp. 427–432.

Makridakis, S. & Wheelwright, S. C. 1978: Interactive Forecasting. — Holden-Day, Inc. San Francisco, Düsseldorf, Johannesburg, London, Panama, Singapure, Sidney, 650 p.

Mecseki, A., Molnár, S. & Szabó, B. 1986: Gazdasági eredmények előrejelzése logisztikus modellel. — *BKL-Bányászat* **1. különszám,** pp. K33–K35.

Mecseki, A., Molnár, S. & Szabó, B. 1987: Prognozirovanie ekonomicseszkih rezultatov c pomoscsju logiszticseszkoj modeli. — *Publications of Hungarian Central Institute for Development of Mining. Year 1987,* **30,** pp. 117–120.

Molnár, S. & Füst, A. 2002: Környezet-informatikai modellek I. — Szent István Egyetem, Gödöllő, 102 p.

Nováki, E. (szerk.) 1990: Prognosztizálás, tervezés, modellezés a környezetvédelemben. — Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Minisztérium, Budapest, 344 p.

Tien-Chang Lee 1998: Applied Mathematics in Hydrogeology. — Lewis Publishers, Boca Raton, London, New York, Washington, D.C. 382 p.

Kézirat beérkezett: 2006. 05. 10.

Földtani Közlöny 137/3, 425–433. (2007) Budapest

LŐRENTHEY Imre (1867–1917), az Őslénytani Tanszék második professzora (1907–1917)*

Prof. Imre LŐRENTHEY (1867–1917), head of the Department of Palaeontology of the University of Budapest from 1914 to 1917

GALÁCZ András[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: Lőrenthey Imre, Őslénytani Tanszék, tudománytörténet, Hantken Miksa
Keywords: Imre Lőrenthey, Department of Palaeontology, history of science, Miksa Hantken

Abstract

Imre LŐRENTHEY was a pupil of Maximilian HANTKEN (1821–1893) who was the founding professor of the Department of Palaeontology at the University of Budapest. Lőrenthey eventually became the second professor of palaeontology of this university. He started his career with short period at the University of Kolozsvár (Cluj-Napoca) and then he rose in the hierarchy through promotion at the Budapest University, he became a full professor and Head of the Department of Palaeontology in 1914. His specialization concentrated on young Tertiary invertebrate palaeontology and he published papers on foraminifers, molluscs and decapod crabs from Hungary (mainly from Transdanubia and Transylvania) and abroad. His main fields of interest were the geology of the surroundings of Budapest, the palaeontology and stratigraphy of the youngest Tertiary (known as Pannonian), and the palaeontology of Tertiary decapod crabs. In all these topics he published important papers and seminal monographs. He participated actively in academic life, as a member and official of several scientific institutions and societies. When appointed to be professor of the palaeontology department, LŐRENTHEY enthusiastically got himself deeply involved in the work of renewing the teaching structure, renovating the infrastructure of the department itself and enlarging the department's collections. His life was cut, by his untimely death in 1917, thus ending a brief but highly fruitful career. His name and work are remembered with respect and honour on the occasion of the celebration of the 125th anniversary of the founding of the Department of Palaeontology.

Összefoglalás

LŐRENTHEY Imre, HANTKEN Miksa (1821–1893), a Budapesti Tudományegyetem Őslénytani Tanszéke alapító professzorának tanítványa az egyetem második őslénytan professzora volt. KOCH Antal melletti rövid kolozsvári tanársegédeskedés után visszakerülve az egyetemre 1914-ben érte el az egyetemi rendes tanári kinevezést. Szakterülete a fiatal harmadidőszak gerincelen maradványainak vizsgálata, főleg a puhatestűek és tízlábú rákok tanulmányozása volt. Ez utóbbi témában egyedülálló szaktudása a teljes kainozoikumra és Magyarországon kívüli területekre is kiterjedt. Sokat tett Budapest és környéke geológiai megismeréséért, míg tercier ráktanulmányai mellett legértékesebb munkásságát a pannóniai őslénytan és rétegtan területén fejtette ki. Tanszékvezetői kinevezését követően lelkesen vetette bele magát az önálló Őslénytani Tanszék újjászervezésébe: új helyiségek kialakításába, berendezésébe, a gyűjtemény és az oktatási segédanyag gyarapításába. Igen eredményes munkásságának 1917-ben tragikus hirtelenséggel bekövezkezett halála vetett korai véget.

Bevezetés

Ez a fénykép (*1. ábra*) oly rég óta, ameddig csak vissza tudok emlékezni, BOGSCH László professzori szobájának falán függött. Nem tudom pontosan, mikor készült

*Megemlékezés a Budapesti Tudományegyetem Őslénytani Tanszéke alapításának 125. évfordulója alkalmából

[1]ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

1. ábra. LŐRENTHEY Imre, a Budapest Tudományegyetem professzora (1910 körül)

Fig. 1. Imre LŐRENTHEY, professor of palaeontology at the University of Budapest (ca. 1910)

de, láthatóan egy magabiztos, derűs tekintetű férfit mutat, aki nyilván életének fontos napján öltözött korának előkelőségei ünneplőjébe: díszmagyarba. Ő LŐRENTHEY Imre, a Budapesti Egyetem Őslénytani Tanszékének második vezetője, az egyetem nyilvános, rendes tanára, tulajdonképpen az első magyar főhivatású paleontológus. Nagy elődei, akik Magyarországon a paleontológia tudományát meghonosították, egyben világszerte elismert szakemberek lettek, csak részben tekinthetők foglalkozás szerinti paleontológusoknak. Kiváló őslénytani munkákat készített KOVÁTS Gyula, BÖCKH János, vagy PÁVAI VAJNA Elek, nem is beszélve a legkiválóbbról, HANTKEN Miksáról, de mindannyian általános geológiai, nyersanyag-kutatási, térképezési tevékenységük mellett foglalkoztak őslénytannal, és többségük hivatali rangot is viselt, ami alaposan megosztotta tudományos tevékenységre fordítható energiáikat. LŐRENTHEY azonban mindvégig egyetemi állásban dolgozott, oktatási munkáját főként, tudományos tevékenységét pedig csaknem kizárólag a paleontológia területén fejtette ki. Időnek előtte távozott az élők sorából, mégsem mondhatjuk, hogy csonka életművet hagyott hátra.

Kezdetek

LŐRENTHEY Imre Pál a budapesti WURMB Imre és a jászberényi KALMÁR Emília fiaként született Pesten, 1867. április 17-én. Édesapja a budapesti egyetem questora volt, vagyis az a hivatalnok, aki az egyetemi hallgatók előadásokért fizetett és a professzoroknak járó tandíjait szedte be. Ő volt az, aki a családi nevet 1877-ben LŐRENTHEYre változtatta. Az ifjú LŐRENTHEY a kegyesrendieknél, vagyis a piarista főgimnáziumban tanult. A piarista hagyományoknak megfelelően erős természettudományos képzést kapott — természetrajz tanárára, RAPPENSBERGERre egész életében hálával gondolt vissza. Már gimnazista éveiben látogatta SZABÓ József és HANTKEN Miksa egyetemi intézeteit. Tehette — a család az egyetem épületében lévő szolgálati lakásban lakott.

1885-ben érettségizett, és az egyetem bölcsészeti karára, a természetrajz–földrajz szakra iratkozott be. Kedvencei a paleontológiai órák és foglalkozások voltak. HANTKEN Miksa, aki az ifjút gyerekkorától ismerte, korán pártfogásába vette, és abban a gondoskodó, tanítva nevelő légkörben részeltette, ami akkor az Őslénytani Tanszéken a tanárok és érdeklődő diákok viszonyát jellemezte. HANTKEN előadásai mellett kitüntető szorgalommal látogatta MARGÓ Tivadarnak, az állattan professzorának előadásait. Paleontológiából és zoológiából is díjakkal méltatott hallgatói

pályaműveket — ma úgy mondanánk, diákköri dolgozatokat — írt. A geológiai tárgyakat SZABÓ Józseftől és LÓCZY Lajos, akkori műegyetemi tanártól tanulta. Aligha lehetett volna abban az időben kitűnőbb felkészülést szerezni széles magyar földön őslénytan–földtan témakörből. Közben (1889–1990-ben) gyakorló tanári állást vállalt a budapesti Tanárképző Gyakorló Főgimnáziumban, hogy felkészítse magát tervezett jövőjére, az oktatói pályára.

Egyetemi tanulmányai végeztével 1890-ben doktorált, és szinte azonnal a magyar geológia másik óriása, KOCH Antal mellé került. HANTKEN ajánlására tanársegédi meghívást kapott Kolozsvárra, ahol KOCH tizenkettedik éve építette a Ferenc József Tudományegyetem Ásvány–földtani Intézetét. LŐRENTHEY ekkor már túl volt első tudományos publikációján. HANTKEN javaslatára a nagy professzor munkáját tematikusan folytatta: míg HANTKEN őslénytani érdeklődésének fő területe az idősebb harmadidőszak volt, kedves tanítványának a fiatalabb terciert és annak ősmaradványait ajánlotta. Első dolgozata, ami a Földtani Intézet Évkönyvében, 1890-ben jelent meg, a nagymányoki pontusi emelet faunájáról szól. 1895-ig még további 4 közleményt jelentetett meg a dél-dunántúli fiatal-tercier előfordulásokról. Ezekkel a műveivel klasszikussá tette Szekszárd, Árpád, Kurd és Hidas ma pannóniainak nevezett rétegeinek és azok faunáinak lelőhelyeit.

Kolozsvár és újra Budapest

LŐRENTHEY Kolozsvárott nagy lelkesedéssel vetette bele magát az egyetemi életbe. Hamarosan megtalálta az érdeklődésének megfelelő helyi témákat. Egyik legjelentősebb geológiai felfedezéséhez vezetett az a munka, aminek első eredményeit 1893-ban *„Adatok az erdélyi tőzegtelepek faunájához"* címmel a kolozsvári Orvostermészettudományi Értesítőben tette közzé. 1895-ben még két cikket közölt a témáról, rámutatva, hogy a fiatal, az ő nevezéktana szerint pontusi korú tőzegrétegek közé települt tufaszintek a Keleti-Kárpátok belső övéhez simuló Hargita igen fiatal vulkáni működését bizonyítják. Ez merész megállapítás volt egy kezdő szakembertől, mivel szemben állt a SZABÓ József nyomán általánosan vallott nézettel, ami szerint a Kárpát-medencei fiatal vulkáni vonulat kialakulását egyidejűnek, középsőmiocénnek tartották. Meglátása mai tudásunk szerint helytállónak bizonyult.

Két évet töltött a kolozsvári intézetben, ahol KOCH Antal személyében második atyai tanítómesterre talált. Oktató munkája mellett részt vállalt az egyetemi gyűjtemény gyarapításában, s bár erdélyi vonatkozású tudományos dolgozatai csak évekkel később jelentek meg, azok eredményeit előadások formájában bemutatta az Erdélyi Múzeum Egylet felolvasó ülésein.

Lejárván kétéves kolozsvári terminusa, visszatért Budapestre, és az 1893-ban HANTKEN Miksa mellett megüresedett tanársegédi állást vállalta el. Nem sokáig élvezhette azonban szeretett mestere közelségét: HANTKEN megbetegedett, és 1894. június 26-án meghalt. 1895 nyaráig az Őslénytani Tanszéket megbízottként SZABÓ József, majd az ő halálával SCHMIDT Sándor és KRENNER József felügyelte, de a valóságban az ifjú LŐRENTHEY vezette. A két geológus gigász, HANTKEN és SZABÓ nyomán megüresedett tanszéki vezető posztokat be kellett tölteni, és ezt az egyetem úgy oldotta meg, hogy összevont Geo-Paleontológiai tanszéket hozott létre, ennek vezetésére pedig KOCH Antalt hívta meg. Az új konstrukcióban LŐRENTHEY megtartotta tanársegédi

posztját, sőt egyre sokasodó szaktudományi érdemei ellenére 9 éven át tanársegéd maradt, 1896-ban a gerinctelen állatok paleontológiájából magántanárrá habilitált, de csak 1899-ben kapott segédtanári (adjunktusi) kinevezést. Ez aligha múlott KOCH Antalon, aki egészen nyugdíjba vonulásáig, 1914-ig mindenben támogatta.

Budapestre visszakerülve LŐRENTHEY másik nagy szakmai érdeklődési területére koncentrált: igyekezett mind több ismeretet szerezni és közzétenni a főváros környékének geológiájáról. Elsősorban a fiatal tercier képződmények érdekelték, és miközben sorra jelentek meg erdélyi munkásságának eredményei, leírt ősmaradványokat a Budai Márgából és a lábatlani eocénből is, és egyre többet publikált a most már pannóniainak nevezett kőzetekből. Ekkor (1903) közölte egyetlen gerinces-paleontológiai munkáját, két új teknősfajt írt le a kolozsvári eocénből. Általános geológiai témák is foglalkoztatták. Cikkeket közölt a magyarországi talajokról, a Sashalom környéki kavicsok koráról. Nagyon sok időt töltött terepi munkával — egyedüli bejárásokat végzett és állandóan járta a környéket hallgatói egyre népesebb csapatával. Mind többet ment külföldre is. 1889-ben tanulmányutat tett Észak-Olaszországban, Svájcban, Franciaországban és Angliában. Megismerkedett kora legnagyobb paleontológusaival, meglátogatta a híres kövületlelőhelyeket, és mindenütt alaposan tanulmányozta a múzeumok, gyűjtemények anyagát. 1897-ben és 1898-ban egy-egy félévet töltött Münchenben, a kor egyik legnagyobb paleontológusa, Karl ZITTEL mellett. Vele is több tanulmányutat tett németországi, ausztriai és svájci területeken. Ekkor járt a KOKEN igazgatta tübingeni intézetben és az Otto FRAAS vezette stuttgarti Naturalien Cabinetben. Ezek az intézmények az őslénytan közép-európai „Mekkáinak" számítottak. 1899-ben LÓCZY Lajossal járt Olaszországban, majd később Oroszországban, Finnországban, a királyi Romániában. Rövid időt töltött a Kaukázusban, ahol a DÉCHY Mór szervezte expedíció munkálataiban vett részt, főleg mint kőzet- és ősmaradvány-gyűjtések vezetője.

A ZITTELnél töltött idő meghatározó volt későbbi munkásságára. A müncheni professzor bízta meg ugyanis azzal, hogy dolgozza fel a bajor állami gyűjteményben található fosszilis rákokat. A vizsgálatokhoz kapcsolódóan hozzálátott a magyarországi harmadidőszaki Decapodák leírásához is, és a tanulmányok eredményeit a Tudományos Akadémia Mathematikai és természettudományi Közleményeiben, cikksorozatban ismertette. Sikeres munkásságát bizonyítja, hogy további megbízásokat is kapott: egyiptomi és szardíniai tercier rákokat is feldolgozott. A Decapodákkal való foglalkozás végigkísérte egész életét.

HANTKENtől tanulta meg, milyen fontosak a mikroszkópi tanulmányok. Mikropaleontológiai mintákat is vizsgált, foraminiferás cikkei is vannak, és olyan egzotikus anyaggal is foglalkozott, mint a SZÉCHÉNYI Béla kelet-ázsiai expedícióján gyűjtött paleozoos kőzetekben található, csiszolatban vizsgálható foraminifera-fauna.

A Budapesti Tudományegyetem vezető tanára

LŐRENTHEY egyetemi karrierje 1903-ban mozdult ismét, amikor elnyerte az egyetemi rendkívüli tanári címet, 1907-ben nyilvános rendkívüli tanári kinevezést kapott, 1914-ben pedig érdemesnek tartották arra, hogy rendes tanárrá kinevezve rábízzák az újra önállósított Őslénytani Tanszék vezetését. Ebben nagy szerepe volt az akkor nyugállományba vonuló KOCH Antal ajánlásának. 25 év után tehát mestere,

HANTKEN Miksa teljes értékű örököse lett, s ennek a feladatnak igyekezett a legmagasabb szinten megfelelni.

1905-ben ENTZ Géza és KOCH Antal rendes tagok javaslatára a Tudományos Akadémia III. Osztályának B) Alosztályába levelező taggá választották. Székfoglalóját *„Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és ezek faunája"* címmel tartotta és adta ki, mely munka tulajdonképpen a Palaeontographicában, az egyik legtekintélyesebb őslénytani monográfia-sorozatban *„Die pannonische Fauna von Budapest"* címmel 1902-ben megjelent munkájának összefoglalása. Budapestre visszatérve megszakadt aktív kapcsolata az Erdélyi Múzeum Egylettel, lelkesen bekapcsolódott viszont a Magyarhoni Földtani Társulat tevékenységébe. 1907 és 1909 között a Társulat első titkára volt, s ebben a minőségében szerkesztette a Földtani Közlönyt. Titkári működése alatt zajlott le a hírhedt ARADI-botrány. A csaló ARADI Viktor állítása szerinti budai-hegységi jura rétegek helyretételét (nevesen triászba tartozását) LŐRENTHEY szervezte társulati bejárás tisztázta, majd az ügyet LŐRENTHEY tollából született elegáns Közlöny-cikk zárta le. Titkári terminusa lejártával haláláig a Társulat Választmányának tagjaként vett részt a geológiai közéletben.

Fontos részletesebben is megemlékeznünk arról a tudományos tevékenységről, ami őslénytani–rétegtani munkálkodásának fővonalát képezte. A legfiatalabb harmadkori képződmények búvárlatát a pontusi és levantei fosszíliák tanulmányozásával kezdte, majd mindinkább elmélyítette ismereteit e korszak teljességére nézve. A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága, személy szerint LÓCZY Lajos felkérésére részt vett a mindmáig legnagyobb magyar természettudományi vállalkozás, a Balaton és környéke tudományos vizsgálatában. *„Adatok a balatonmelléki pannoniai rétegek faunájához és stratigraphiájához"* c. monográfiája (1905) és *„A tihanyi Fehérpart pannóniai rétegeiről"* (1908) írott munkája korszakos jelentőségű a Pannon-medence miocén végi geológiájának megértése szempontjából. Ezekben a munkáiban a korábbi levantei megjelölés helyett a magyar geológiában oly fontossá vált pannóniai elnevezést használta, amit TELEGDI ROTH Lajos nyomán ő elevenített fel a szakirodalomban. Eredményeivel vitát váltott ki nem egy kartársa részéről — legemlékezetesebb VITÁLIS Istvánnal, de különösen HALAVÁTS Gyulával folytatott szakmai polémiája, ahol megcsillogtatta kifinomult kritikai érzékét és meggyőződéséhez megalkuvás nélküli ragaszkodását, melyet kortársa és egyetemi kollégája, VADÁSZ Elemér oly fontosnak tartott mindig kiemelni. Sztratigráfiai eredményei a legújabb kutatások fényében nem bizonyultak teljesen helytállóknak, de a szemlélet, mellyel a mai lehetőségekhez képest oly korlátozott, csakis a felszíni előfordulásokra alapozható tényanyagot kezelte, maradandó értékű.

Nemcsak az Akadémián és a Földtani Társulatban, hanem más tudományos intézményekben is tevékenykedett. Tagja volt a Természettudományi Társulatnak, amelynek egy korábbi pályázatán pályadíjat nyert *„Baróth környékének földtani viszonyai"* c. dolgozatával. E munka sajnos soha nem jelent meg nyomtatásban, kézirata elkallódott. A Természettudományi Társulatnak választmányi tagja volt, és igazgatósági tagságot vállalt az Uránia Tudományos Színháznál, a részvénytársasági alapon működtetett tudománynépszerűsítő Rákóczi úti intézménynél. Az 1886-ban alakult Szent István Akadémia az elsők között választotta IV., Matematika, Természet- és Műszaki Tudományok Osztályának tagjául. Az 1899-ben létrejött ún. Kis Akadémia munkájában is lelkesen részt vett. Az őslénytani tudomány népszerűsítésére 1904-ben előadássorozatban ismertette a paleontológia és a geológia legújabb ered-

ményeit. De ezek mellett tagja maradt az Erdélyi Múzeum Egylet Orvos-természettudományi Szakosztályának, s tagja volt a Magyar Földrajzi Társaságnak, a Magyar Filozófiai Társaságnak és a Felső Oktatásügyi Egyesületnek is.

Egyetemi munkássága egészen kiemelkedő. Előadásait kezdetben KOCH Antallal összehangolva hirdette meg. BOGSCH László igen alapos tanulmányából ismerjük, hogy míg 1896-ban megkezdett tanári működése elején a gerinctelen állatokat rendszertani sorrendben kezdte oktatni, először a Protozoákat és Coelenterátákat, majd ezt követően az Echinodermatákat és Vermeseket, majd a Molluscákat és Bryozoákat ismertette, addig KOCH Antal például az általános őslénytant és a magyarországi vezérkövületeket oktatta. Az 1900-as évek kezdetétől LŐRENTHEY mindinkább átvette az őslénytan oktatásának teljes témakörét, míg KOCH Antal paleontológiai előadásai egyre rövidebbek lettek, s nyugdíjba vonulásáig inkább a földtani, szerkezetgeológiai és Magyarország földtanára vonatkozó témákra terjedtek ki. KOCH és LŐRENTHEY között végig kiváló volt a kapcsolat, oktatási feladataikat látható módon megosztották, de hallgatói terepgyakorlatokat, tanulmányi kirándulásokat sokszor együtt vezették.

Az Őslénytani Tanszék vezetője

KOCH 1913. évi nyugdíjazásakor LŐRENTHEYt nevezték ki a Geo-paleontológiai Intézet igazgatóhelyettesévé (2. *ábra*). Ekkor léptették elő PRINZ Gyulát, az intézet 1904-től díjazott gyakornokát tanársegéddé, a díjazott tanársegédi posztra pedig VADÁSZ Elemér került, aki aztán 1908-ban lett az intézet második tanársegéde. Az 1911–1912-es tanévben mindketten előreléptek: PRINZet adjunktussá, VADÁSZt első tanársegéddé nevezték ki. 1913-ban PRINZ elvállalta az Erzsébet Nőiskola tanári állását, így VADÁSZ adjunktussá avanzsálhatott. Ekkor sor kerülhetett a Geo-paleontológiai Intézet kettéválasztására és az önálló Őslénytani Intézet újólagos létrehozására, amit már 1912-ben SCHAFARZIK Ferenc, akkor a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke gróf ZICHY János vallás- és közoktatásügyi miniszterhez írott levelében is sürgetett. Kinevezésekor LŐRENTHEYt MÁGÓCSY DIETZ Sándor, a Bölcsészettudományi Kar dékánja egyúttal felkérte a Geológiai Tanszék ügyeinek ellátására is addig, míg a tanszék élére megfelelő vezetőt találnak. LŐRENTHEY a Geológiai Tanszék vezetőjeként SCHAFARZIK Ferencet vagy BÖCKH Hugót ajánlotta, de javaslatától függetlenül PAPP Károlyt nevezték ki az általános és történeti földtan nyilvános rendkívüli tanárává, egyúttal a Geológiai Intézet igazgatójává.

Az Őslénytani Tanszéknek ettől kezdve LŐRENTHEY mellett csak egy kinevezett oktatója volt, MAJER István. Régi célját azonban LŐRENTHEY Imre elérte. HANTKEN után most ő kezdhetett neki, hogy az önállóvá vált Őslénytani Tanszéket megszervezze. A tanszék területileg is elvált a Geológiai Intézettől. A Múzeum Körút 4/a épület 3. emeletéről, ahol LŐRENTHEY szobája (a későbbi Földtani Tanszék könyvtárhelyisége) KOCH professzori szobája mellett volt, a tanszék a főépület északi és keleti oldalán, a földszinten és az alagsorban kapott helyet. Bőségesen állt rendelkezésre hely ahhoz, hogy LŐRENTHEY berendezze a tanszék oktatási helyiségeit, elhelyezze a könyvtárat és a számára oly fontos gyűjteményt. Ekkor azonban már háborús idők jártak. Nem volt könnyű a szűkös időkben bútorokat, a gyűjtemény elhelyezésére szolgáló szekrényeket, szemléltető eszközöket beszerezni. Már csak

halála után érkeztek meg azok az egyedi, míves gyűjteményi szekrények, amik aztán csaknem száz évig, a tanszék legutóbbi költözéséig szolgáltak a hallgatói bemutató anyag tárolására és a gyarapodó kollekció elhelyezésére.

Miközben egyre nagyobb tanítási és szervezési feladatokat vállalt, folytatta az oktatásban felhasznált szemléltető eszközök készítését. A magyarázó feliratokkal ellátott, a különböző ősmaradványok morfológiáját bemutató preparátumokat maga készítette, szép kézírásával is ő látta el, és recens tengeri állatok vásárolt preparátumaival együtt azokat az őslénytani gyakorlatokon használta. Sok eredeti darabot ma is tanszékünk megbecsült tárgyai között őrzünk.

Megfeszített tanszékszervezői munkája mellett számos más feladatot is ellátott. Ő írta a Pallas Lexikon őslénytani címszavait, és természetesen folytatta kutatómunkáját. Viszaszatért Erdélybe, ahol bekapcsolódott az ottani földgázkutatásba. Azon kevés magyar geológusok közé tartozott, akiknek nem volt számottevő kapcsolata a Földtani Intézettel, bár egy alkalommal, 1890-ben SCHAFARZIK Ferenc mellett önkéntesként részt vett geológiai felvételezésben. Az Intézet tevékenységét nagyra tartotta, amit bizonyít, hogy az általa feldolgozott paleontológiai anyag tekintélyes részét az intézeti múzeumban helyezte el, ahol azt értékéhez méltóan máig őrzik. Érdekes, hogy amiként első tudományos dolgozata, utolsóként publikált cikke is a Földtani Intézet kiadványában jelent meg. Ez a munka báró NOPCSA Ferenctől Albániában gyűjtött eocén kövületeket ismertetett.

210 sz.
1913/14.

Nagyságos
Dr. Lőrenthey Imre
ny.rk. tanár úrnak
Budapest.

Dr. K o c h A n t a l ny.r. tanár egyetemi tanárságáról lemondván, sürgősen szükségessé vált az ekképpen megüresedett tanszék teendőinek ellátásáról való gondoskodás.

Felkérem ennélfogva Nagyságodat, mint nevezett ny.r. tanárhoz szak szerint legközelebb álló egyetemi ny.rk. tanárt, hogy a geológiai előadásokat helyettes minőségben átvenni és megtartani méltóztassék addig is, míg a kar [illegible] Nagyságod erre nézve meghatalmazást nyer.

Egyben felkérem Nagyságodat, hogy a geológiai előadásokra és gyakorlatokra jelentkező hallgatók leckekönyveit tanári aláírásával ellátni méltóztassék.

A geológiai intézet ideiglenes vezetése mindaddig Koch Antal ny.r. tanár úr kezében marad, míg a felmentését a kar az 1912. évi LXV. t.cz. 12. §-a értelmében meg nem adja.

Budapest, 1913. szeptember 19.

bölcsészetkari e.i. dékán.

2. *ábra.* A dékáni kinevezési irat, melyben LŐRENTHEY Imrét bízzák meg a Geo-paleontológiai Intézet ügyeinek ellátásval (1913)

Fig. 2. Letter of appointment from the Dean of the Faculty of Science comissioning I. LŐRENTHEY to conduct the affairs of the Institute of Geo-Palaeontology (1913)

Tanári működésének kezdetétől dolgozott egy magyar nyelvű őslénytani tankönyv megírásán. Ehhez az Akadémiától és a minisztériumtól is anyagi segítséget kapott, de a kéziratot befejezni nem tudta. Csaknem teljes állapotba hozta viszont paleontológiai munkásságának legkiemelkedőbb eredményét, *„A magyar korona*

országai fossilis decapoda-rákjainak monográfáját". „Csak az utolsó simítás hiányzott" — írta özvegye a munka kezdőlapjára, amikor a monumentális mű Karl BEURLEN német paleontológus szerkesztésében, végül 1930-ban (1929-es dátummal) a Földtani Intézet *Geologica Hungarica* sorozatában megjelent.

A mű kéziratát vitte magával Nyírmadára 1917 nyarán, amikor pihenés céljából rokonaihoz utazott. Itt azonban ételmérgezést kapott, és augusztus 13.-án meghalt. Özvegye, az 1908-ban nőül vett SOMOSSY Margit és három kicsi gyermeke mellett az egész magyar tudomány lesújtva állt ravatalánál. A Kerepesi temetőben helyezték örök nyugalomra. Az Akadémia nevében HORVÁTH Géza múzeumőr, rendes tag, a nagy entomológus búcsúztatta. Akadémiai nekrológját régi barátja, PÁLFY Móric írta, a Földtani Közlönyben kollégája, VADÁSZ Elemér „örökítő tag" emlékezett meg róla.

„Munkaereje teljében vesztettük el a hazai őslénytan egyik hivatott, előkelő munkását, árván és bizonytalan sorsban maradt az őslénytan nehezen kiküzdött tanszéke" — írta VADÁSZ, és szavai profétikusnak bizonyultak. 1947-ig, TELEGDI-ROTH Károly kinevezéséig az Őslénytani Tanszék vezető professzor nélkül, a Geológiai Intézet alárendeltségében működött.

***

Ez a munka nem szigorú tudománytörténeti igénnyel készült, hanem emlékezés, tisztelgés nagy elődünk előtt. Ezért végezetül arról szólok, amit LŐRENTHEY Imre egyetlen kortársa sem mulasztott megemlíteni. Ez pedig habitusa, a hallgatói, munkatársai irányában mutatott kedvesség, szerető gondoskodás. „Hallgatóival szemben mindig csaknem baráti jóindulattal viseltetett s közvetlen kedélyes modorával nagyban elősegítette tárgyának megkedveltetését" — írja róla VADÁSZ. „Nagy lelki gyönyörűséggel foglalkozott tanítványaival, buzdította, segítette őket" — emeli ki megemlékezésében PÁLFY Móric. Ezeket az erényeket személyes indíttatás táplálta, de minden bizonnyal örökül is kapta mestereitől, HANTKENtől és KOCH Antalról, akikről ugyanígy emlékeztek meg tanítványai. A most 125 éves Őslénytani Tanszék munkatársai a szakmai örökségen túl oktatók és hallgatók kapcsolatában ezt a hagyományt is igyekeznek ápolni.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönöm azt a segítséget, amit TÓTH Emőkétől, HÁLA Józseftől, KORDOS Lászlótól, MONOSTORI Évától, GÖRÖG Ágnestől, SZINGER Balázstól, SZENTE Istvántól, KÁZMÉR Miklóstól és SZEITZ Pétertől a munka összeállításához kaptam.

Irodalom — References

BOGSCH L. 1981: Emlékezés Lőrenthey Imrére halálának 60. évfordulóján. — *Földtani Tudománytörténeti Évkönyv* 7 **(1978)**, 96–106.

BOGSCH L. 1982: A Budapesti Tudományegyetem Őslénytani Intézetének száz esztendős története. — *Földtani Közlöny* 112, 331–349.

BOGSCH, L. & BODA, J. 1987: History of Teaching Palaeontology at the University of Budapest. — In: HÁLA, J. (Ed.): Rocks, Fossils and History — Italian-Hungarian relations in the Field of Geology. — *Annals of the History of Hungarian Geology,* Spec. Issue, 41–48.

GÉCZY B. 1995: A magyarországi őslénytan története. Akadémiai székfoglaló — Értekezések, Emlékezések. Akadémiai Kiadó, Budapest, 66 p.

HORVÁTH G. 1917: beszéde LŐRENTHEY Imre l. t. ravatalánál 1917 augusztus 18-án. — Akadémikai Értesítő, 28/8–10, p. 520.
JUGOVICS L. 1941: Lörenthey Imre Dr. — In: BARTHA I. & FÖRSTER R. 1941: A Kis Akadémia negyvenkét esztendeje az ezredik előadásig 1899–1941. — Kis Akadémia, Budapest, 647 p.
KASZAP A. 1998: Fejezetek egy apokrif geológia-történetből. — *Természet Világa* **II. különszám**, 92–94.
MAGYAR I. 2004: Tanulságok a hazai pannóniai puhatestű-rétegtan történetéből. — *Földtani Közlöny* **134/3**, 369–390.
A Magyar Tudományos Akadémia Tagajánlásai **1905/17**, 29–31.
Müller P. 1987: Imre Lőrenthey (1867–1917). — In: Hála, J. (Ed.): Rocks, Fossils and History —Italian–Hungarian relations in the Field of Geology. — *Annals of the History of Hungarian Geology*, Spec. Issue., 91–93.
PÁLFY M. 1923: Lőrenthey Imre l. tag emlékezete. — *MTA Emlékbeszédek* **XVIII/12**, 1–15.
PAPP K. 1950: Adalékok Hantken Miksa életrajzához. — Kézirat. ELTE Őslénytani Tanszék könyvtára.
SCHELKEN P. 1982: Egy elfelejtett magyar tudós. — *Magyar Nemzet* **1982. május 19**, p. 6.
VADÁSZ E. 1918: Lőrenthey Imre emlékezete. — *Földtani Közlöny* **48**, 40–52. (fényképpel)
WANEK F. 1999: Koch Antal asszisztensei a Kolozsvári Tudományegyetemen. — In: CSEKE P. & HAUER M. (szerk.): 125 éves a kolozsvári egyetem. Komp-Press Kiadó, Kolozsvár, 91–111.
és LŐRENTHEY Imre publikációi, ahogy azt VADÁSZ Elemér (1918) felsorolta.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 11.

Földtani Közlöny 137/3, 435–445. (2007) Budapest

Nekrológ*

Dr. SZÖŐR Gyula
1940–2007

Barátai, kollégái, tanítványai, mindannyian, kik ismertük, tiszteltük és szerettük, mély megrendüléssel fogadtuk a lesújtó hírt: Dr. SZÖŐR Gyula, az MTA doktora, a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének nyugalmazott tanszékvezető egyetemi tanára, professzor emeritus, 2007. március 20-án, életének 67. évében elhunyt. Bár tudtuk, hogy gyilkos kór emészti, mégis, ismerve hatalmas életszeretetét, mindvégig bíztunk abban, hogy még évekig köztünk maradhat.

SZÖŐR professzor élete az elmúlt közel 50 évben az Ásvány- és Földtani Tanszékhez kötődött: elképzelhetetlen volt itt az élet nélküle. 1964-ben, frissen végzett biológia–kémia szakos tanárként került a nevezetes Földvári-tanszékre, s e szigorú tudós keze alatt indult el tudományos pályáján. Első cikkeinek egyikét közösen jegyezte az akkor már Kossuth-díjas professzorral — ez olyan megtiszteltetés volt, ami csak nagyon kevés pályakezdőnek adatott meg. Tudományos pályájának kibontakozása PANTÓ Gábor akadémikus tanszékvezetőségének idejére esett, akinek emberi és szakmai kvalitásai zsinórmértékül szolgáltak számára további életében. 1969-ben „summa cum laude" minősítéssel avatták egyetemi doktorrá, 1980-ban maximális pontszámmal a földtudományok kandidátusa, majd 1993-ban a földtudományok doktora lett: az első, s mindezidáig az egyetlen, ki e címet debreceniként szerezte meg. Értekezésein kívül öt könyv, illetve könyvrészlet, több mint 160 szakcikk, közel 60 kéziratos kutatási jelentés, valamint egy szabadalom fűződik nevéhez.

Legfőbb kutatási területe a geokémiai és az ásványtan volt, s legfontosabb eredményeit a határterületi kutatásokban érte el, maradandót alkotva a biogeokémia, a kozmokémia, a kemofáciestan és a paleoökológia területén. Emellett mindig fontosnak tekintette az alkalmazott földtan témakörében végzett gyakorlati célú kutatási tevékenységet is, többek között vonalas létesítmények mérnökgeológiájával, épületek, építmények károsodási okainak feltárásával és megszüntetésük lehetőségeivel, korróziós folyamatok értelmezésével, építőanyagok minősítésével, szerves és szervetlen talajszennyezők elemzésével, szekunder ásványátalakulási folyamatokkal is foglalkozott.

E töretlen ívű tudományos pályának megfelelően lépett egyre feljebb az egyetemi oktatói ranglétrán. Egy év gyakornokságot követően lett tanársegéd, majd 1971-ben adjunktus, 1981-ben pedig egyetemi docens. Habilitációját követően 1994-ben nevez-

*Dr. SZÖŐR Gyula temetésén, 2007. április 6-án elhangzott búcsúztató szerkesztett változata

ték ki egyetemi tanárrá; nyugdíjazása után, 2006-ban a Debreceni Egyetem professzor emeritusa lett. Dr. SZÖŐR Gyula nevéhez fűződik a tanszék multifunkciós termoanalitikai laboratóriumának megteremtése, amely műszer- és módszerfejlesztései révén nemzetközi viszonylatban is figyelemre méltó eredményeket ért el. Létrehozott és irányított egy olyan interdiszciplináris kutatócsoportot, amely több, hazánkban új határterületi kutatást folytatott. Számos, kiváló minősítést kapott hazai kutatási projektet vezetett, s sikeres résztvevője volt több nemzetközi (UNESCO, IGCP stb.) tudományos együttműködésnek is. A hazai kutatóhelyek mellett több külföldi egyetemmel, tudományos szervezettel és intézménnyel állt kapcsolatban, részt vett, szekcióelnökként is, az INQUA, az ICTA, az IMA, a CBGA és a IGC rendezvényein szerte a világban, többek között Bécsben, Pekingben, Moszkvában, Havannában, Mexikóban, Zágrábban, Pozsonyban, Tucsonban. Tagja volt a Magyar Tudományos Akadémia Szervesgeokémiai Albizottságának, Termoanalitikai Munkabizottságának, Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottságának, a Magyar Tudományos Akadémia Debreceni Akadémiai Bizottság Analitikai Kémiai Szakbizottságának, az INQUA-nak, az ICTA-nak, valamint az Acta Geographica Debrecina, az Acta Mineralogica-Petrographica Szeged, és a Loess Letters INQUA szerkesztőbizottságának.

Emellett a Magyar Tudományos Akadémia Geonómiai Tudományos Bizottságának és a Debreceni Akadémiai Bizottság Környezetgeológiai és Paleoökológiai Munkabizottságának elnöki feladatait is ellátta. Közel ötven kandidátusi és akadémiai doktori értekezés bírálói, titkári, bizottsági teendőiben vett részt. A Debreceni Egyetem Földtudományi Doktori Iskola „Ásványtani, geokémiai, regionális és alkalmazott földtani kutatások" programjának irányítója, számos sikeres PhD-dolgozat témavezetője volt, s mint professzor és konzulens részt vett a Miskolci Egyetem „Mikovinyi Sámuel" Doktori Iskola munkájában is. Tagja volt a Debreceni Egyetem Természettudományi Kar és a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar Doktori Bizottságának. A Földtudományi Tanszékcsoportnak nyolc éven át titkára, két ciklusban elnöke, a Földtudományi Intézetnek 3 évig igazgatóhelyettese, az Egyetemi Tanácsnak két éven át tagja volt.

Negyven éves egyetemi pályafutása során Dr. SZÖŐR Gyula számos tárgyat oktatott. Többek között a kristálytan, a földtörténet, az általános és környezeti geokémia, és a termoanalitika tárgyköréből tartott gyakorlatokat, előadásokat és speciális kollégiumokat. Szakmai tudása, színes előadói egyénisége, közvetlensége és embersége miatt, egykori tanítványai több évtized távolából is hálával és jó szívvel emlékeznek Rá. Oktatói és kutatói munkásságát egyebek mellett Kiváló Munkáért kitüntetéssel, a Magyar Tudományos Akadémia Debreceni Akadémiai Bizottság Széchenyi-oklevelével, a KLTE TTK emlékplakettjével, és a Magyar Felsőoktatásért emlékplakettel ismerték el.

E nagyszerű oktatói és kutatói életmű mutatja, hogy mennyire fontos volt Szöőr professzor számára a szakma, a tanszék és az egyetem sorsa. Mégis, azt kell mondanom, volt valami, ami ennél is fontosabb volt Neki. Mindenek felett és elsősorban humanista volt. Olyan ember, aki tudta, hogy az elméletek, a diszciplinák, az intézmények végső soron csupán absztrakciók, s aki számára a legfontosabb az ezeket létrehozó és működtető ember. Akár hitvallása lehetett volna a régi görög drámában elhangzó mondat: „Sok van mi csodálatos, de az embernél nincs semmi csodálatosabb."

Dr. SZÖŐR Gyula 1981-ben, fiatalon, 41 évesen vette át SZÉKYNÉ Dr. FUX Vilma professzorasszonytól az Ásvány- és Földtani Tanszék vezetését, s egy négyéves visszavonulás közbeiktatásával 20 éven keresztül irányította az ott folyó oktató- és kutatómunkát. Ez idáig még senki sem állt ilyen hosszú ideig a tanszékünk élén. Nem volt született vezető, abban az értelemben nem, ahogyan azt manapság értik: sikerorientált, s kérlelhetetlenül csak a kitűzött célra figyelő. Ám éppen ezért lehetett jó vezető. Olyan ember, aki humorral, empátiával, tapintattal és bölcsességgel tudta elsimítani az óhatatlanul előforduló kisebb-nagyobb munkahelyi konfliktusokat. Akihez munkatársai, beosztottjai, de akár hallgatói is, mindig bizalommal fordulhattak, nem csak szakmai, de emberi problémáikkal is. Tanácsaira, segítségére mindig számíthattunk, s azon kevesek közé tartozott, akit nem sértett, ha tanácsát esetleg mégsem fogadták meg, hisz tudta, hogy nem élhetjük mások életét, az igazán fontos döntéseket mindenkinek saját magának kell meghoznia. Bár hosszú tanszékvezetése során módja lett volna rá, SZÖŐR professzor nem akarta saját képére formálni Tanszékünket, nem kívánta előírni oktató- és kutatótársainak, hogy saját munkájukban mit, mikor és hogyan csináljanak. Tisztában volt azzal, hogy mindenkinek, aki vinni akarja valamire e pályán, meg kell találnia önnön hangját, célját, módszerét és stílusát, s ehhez a példamutatáson kívül a türelemmel adhatja a legnagyobb segítséget.

Türelemmel és hatalmas lelkierővel viselte egyre súlyosbodó betegségét is, mintha Kosztolányi soraira gondolt volna:

„Bizony ma már, hogy izmaim lazulnak,
úgy érzem én, barátom, hogy a porban,
hol lelkek és göröngyök közt botoltam,
mégis csak egy nagy ismeretlen Úrnak
vendége voltam."

Mi, barátaid és tisztelőid, kik még vendégei vagyunk e nagy ismeretlen Úrnak, köszönjünk hogy részesei, s valamiképp vendégei lehettünk alkotó életednek.

Drága Professzor Úr! Drága Gyuszi! Isten Veled! Nyugodj békében!

Dr. Szöőr Gyula nyomtatásban megjelent művei

Könyv, könyvrészlet

SZÖŐR, Gy. 1975: Magnesite from Eichenberg. Calcite from Bervavölgy. Aragonite from Dognacea. Cerrusite from Broken Hill. Malachite from Ural. Azurite from Chessy. Smithsonite from Dognacea. Siderite from Dobsina. — In: LIPTAY, G. (ed.): *Atlas of Thermoanalytical Curves.* Heyden and Son Ltd., London, Vol. 4, pp. 244–259.

SZÖŐR, Gy. (szerk.) 1992: Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. — MTA Debreceni Akadémiai Bizottság Kiadványa, Debrecen, pp. 1–263.

BOGNAR, A., SCHWEITZER, F. & SZÖŐR, Gy, (eds) 2003: Susak. Environmental reconstruction of a loess island in the Adriatic. — *Theory–Methods–Practice* 60, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 1–141.

SZÖŐR, Gy. 2003: Szádeczky-Kardoss Elemér figyelemre méltó gondolatai az élet eredetével kapcsolatban. — In: DUDICH, E. (ed.): Geonómia az ezredforduló után. MTA Geonómiai Albizottsag, Budapest, Uniconstant Kiadó, pp. 147–171.

SZÖŐR, Gy. 2005: The Daring Ideas of E. Szádeczky-Kardoss about the Appearance of Life. — In: DUDICH, E. (ed.): Geonomy — The Synthesizing Geoscience for the 21st Century. — Hungarian Acad. Sci. Subcommission on Geonomy, Budapest, Hungary, pp. 60–68.

Szakcikkek szakfolyóiratokban, tanulmánykötetekben, kongresszusi kiadványokban és külföldi előadások rövid kivonatai (absztraktok)

SZÖŐR, Gy. 1967: Mészhéjú fosszíliák aminosav spektruma. — *Acta Biologica Debrecina* 5, pp. 111–117.

FÖLDVÁRI, A. & SZÖŐR, Gy, 1968: Studies on the „Schlier" Formation. II. Granulometrical types of the Austrian „Schlier". — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **12/1–4**, pp. 183–187.

SZÖŐR Gy. 1969: Recens és fosszilis Mollusca héjak nyomelem vizsgálata. — *Acta Biologica Debrecina* **7–8**, pp. 177–192.

SZÖŐR, Gy. 1971: Possibilities of facies indication through physical and chemical analysis of molluscan shells. — *Acta Geographica Debrecina* **15–16**, pp. 73–83.

SZÖŐR, Gy. 1971: The Instrumental analysis of modern Vertebrata tooth as fossil model material. — *Acta Mineralogica-Petographica, Szeged,* **20**, pp. 149–167.

SZÖŐR Gy, 1972: Molluszkum héjak elemzése derivatográfiás fingerprint módszerrel. — *Földtani Közlöny* **102**, pp. 54–73.

SZÖŐR, Gy. 1972: Analyses of molluscan shells by the derivatographic fingerprint method. — *Geologica Carpathica* **23/1**, pp. 15–30.

SZÖŐR Gy. 1973: Paleobiokémia és kronológia. — *Acta Biologica Debrecina* **10–11**, pp. 67–72.

PERLAKI, E. I., SZÖŐR, Gy. 1973: The perlites of the Tokaj mountains. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **17**, pp. 85–106.

SZÖŐR, Gy. 1975: Sedimental correlations, a possibility for the determination of relative chronology on the basis of the thermoanalytic (Derivatographic) investigation of the organic material content of fossils. — *Acta Mineralogica-Petographica, Szeged,* **22/1**, pp. 61–71.

MÁNDI, B., PETKÓ, M., SZÖŐR, Gy. & GLANT, T. 1975: Connective tissue alterations following neonatal thymectomy. — *Acta Morphologica Acad. Sci. Hung.* **23**, pp. 59–69.

SZÖŐR, Gy. & PITTLIK, E. 1976: Thermoanalytical (Derivatographic) examination of typical soils in the Transtibiscian region for geotechnical applications. — In: KÉZDI, Á. & LAZÁNYI, I. (eds): Soil Mechanic and Foundation Engineering. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 201–210.

SZÖŐR Gy. 1978: Talajok derivatográfiás vizsgálata talajmechanikai, építésföldtani felhasználásra. — *Földtani Közlöny* **108/4**, pp. 577–581.

SZÖŐR, Gy, RAKONCZAI J., DÖVÉNYI Z. 1978: A szabadkígyósi puszta talajainak vizsgálata derivatográfiás és infravörös spektroszkópiás módszerrel. — Alföldi Tanulmányok II, pp. 75–99.

SZÖŐR Gy & BÁTHORY S. 1980: Termoanalízis (derivatográfia) alkalmazása az építésügyi minőségellenőrzésben. — *Építés–Minőség* 5, pp. 75–99.

SZÖŐR Gy. 1980: Paleobiogeokémia, a fosszíliakutatás új lehetősége. — *Őslénytani Viták* **26**, pp. 11–33.

SZÖŐR Gy. 1981: Negyedkori és pannon lelőhelyek malakológiai anyagának összehasonlító derivatográfiás elemzése, kronológiai, rendszertani értékelése. — *Őslénytani Viták* **27**, pp. 59–79.

SZÖŐR Gy & BARTA I. 1981: A „salinity fácies" kimutatási lehetősége Mollusca héjak nyomelemtartalma alapján. — *Őslénytani Viták* **27**, pp. 81–99.

SZÖŐR, Gy. 1981: A Lajoskomárom–1. sz. fúrás pannon rétegsorának paleobiogeokémiai elemzése. — *Földtani Közlöny* **111**, pp. 281–297.

SZÖŐR Gy. & KORDOS L. 1981: Holocén gerinces anyag paleobiogeokémiai módszerrel történő abszolút kronológiai és paleoklimatológiai értékelése. — *Földtani Közlöny* **111**, pp. 472–486.

BORSY Z. & SZÖŐR Gy. 1981: A Tétel-halom és a dunaföldvári földcsuszamlások vörös talajainak (vörös agyagjainak) összehasonlító termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás elemzése. — *Acta Geographica Debrecina,* **18–19**, pp. 167–183.

SZÖŐR, Gy. & KORDOS, L. 1981: New paleobiochemical method for the absolute age determination of vertebrate fossils of caves. — European Regional Conference of Spleleology, Sofia, Bulgária, p. 18. (abstr.)

SZÖŐR, Gy, 1981: Age Determination of Quaternary and Pliocene Terrestrial Strata in Hungary by a Thermoanalitical Method. — Hungarian Symposium on Thermal Analyses, Budapest, Hungary, p. 89. (abstr.)

SZÖŐR Gy., BORSY Z. 1981: Paksi löszcsigák kronológiai értékelése termoanalitikai módszerrel. — *Acta Geographica Debrecina* 18–19, pp. 185–196.

SZÖŐR, Gy. 1982: Geological dating by thermal analysis. — In: MILLER, B. (ed.): Thermal Analysis. Vol. II. Wiley Heyden Publ. Chichester, pp. 1463–1469.

KORDOS L. & SZÖŐR Gy. 1981: Kígyócsigolya kronométer. — *Természet Világa* **112**, pp. 502–504.

Szöőr Gy. 1982: Hazai karsztterületek negyedkori és pliocén Vertebrata leletanyagának kronosztratigráfiai értékelése. — *Földtani Közlöny* **112**, pp. 1–18.

Szöőr, Gy. 1982: Fossil age determination by thermal analysis. — *Journal of Thermal Analysis* **23**, pp. 81–83.

Szöőr, Gy. 1982: Derivatographic examination of soils for soil mechanical and construction-geological applications. — Proceedings 4th International Congress International Association of Engineering Geology, India, 3, pp. 213–219.

Szöőr, Gy. & Borsy, Z. 1982: Chronological evaluation of loess snails from Paks using the thermo-analytical method. — In: Pécsi, M. (ed.): Quaternary Studies in Hungary. — Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 181–191.

Szöőr, Gy. & Kordos, L. 1982: Chronostratigraphic evaluation of quaternary and pliocene terrestrial strata by paleobiogeochemical methods. — In: Pécsi, M. (ed.): Quaternary Studies in Hungary. — Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 113–115.

Bohátka, S., Szöőr, G., Langer, Gy. & Berecz, I. 1982: Measurements with a Quadrupole mass spectrometer–Derivatograph combination. — 7th Conference on Analytical Atomic Spectroscopy, Sopron, Hungary, p. 61. (abstr.)

Szöőr, Gy. & Borsy, Z. 1982: Chronological evaluation of loess snails from Paks using the thermo-analytical method. — XI. INQUA Congress, Moszkva, USSR, p. 323. (abstr.)

Szöőr, Gy. & Kordos, L. 1982: Chronostratigraphic evaluation of quaternary and pliocene terrestrial strata by paleobiogeochemical methods. — XI. INQUA Congress, Moszkva, USSR, p. 324. (abstr.)

Szöőr, Gy. 1982: Geological Dating by thermal analysis. — 7th International Conference on Thermal Analysis, Kingston, Canada, p. 73. (abstr.)

Berecz, I., Bohátka, S., Langer, G. & Szöőr, Gy. 1983: Quadrupole mass spectrometer coupled to derivatograph. — *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* **47**, pp. 273–276.

Szöőr, Gy. 1983: Comparative derivatographic analysis, chronological and taxonomic evaluation of the malacological material of pannonian localities. — *Acta Geographica Debrecina* **21**, pp. 121–134.

Szöőr, Gy, 1983: Comparative Derivatographic analysis, chronological and taxomonic evaluation of the malacological material of Quaternary and Pannonian localities. — 8th International Malacological Congress, Budapest, Hungary, p. 139. (abstr.)

Szöőr, Gy. & Barta, I. 1983: Indicator elements of the salinity facies in molluscan shells. — 8th International Malacological Congress, Budapest, Hungary, p. 140. (abstr.)

Bohátka, S., Szöőr, Gy. & Szalay, T. 1983: Thermal analysis of some ammonium compounds with a Mass spectrometer - Derivatograph combination. — IX. International Vacuum Congress, Madrid, p. 102. (abstr.)

Dévai, I., Heim, C., Wittner, I., Dévai, G., Dinya, Z., Harangi, J., Szöőr, Gy. & Máté, F. 1984: Detection of Elementary Sulphur in Freshwater Sediments. — *Environmental Pollution* (Ser. B) **8/2**, pp. 155–160.

Jakab G., Balázs É. & Szöőr Gy. 1984: Unionidae héjak termoanalitikai vizsgálata kemotaxonómiai kiértékeléssel (Bivalvia). — *SOOSIANA* **12**, pp. 43–48.

Szöőr Gy., Balázs É. & Bohátka S. 1984: Agyagásványok, karbonátok, szulfátok együttes meghatározása összetett termoanalitikai módszerekkel. — *Építőanyag* **36/9**, pp. 274–277.

Szöőr Gy., Balázs É. & Báthory S. 1984: A termoanalízis gyakorlati alkalmazása és jelentősége az építőipari minőségellenőrzés néhány területén. — *Építés–Minőség* **5**, pp. 19–29.

Szöőr, Gy. & Bohátka, S. 1985: Derivatograph-QMS system in Geochemical Research. — *Thermochimica Acta* **92**, pp. 395–398.

Kozák M., Barta I. & Szöőr Gy. 1985: A kővágóörsi halloysit ásványtani és geokémiai vizsgálata, genetikája. — *Földtani Közlöny* **115/3**, pp. 281–292.

Kozák M., Szöőr Gy. & Félszerfalvi J. 1985: Teletermális markazit impregnáció és hozzákapcsolódó szekunder ásványparagenezis az uzsai pleisztocén kavicsösszletben. — *Acta Geographica Debrecina* **22**, pp. 65–73.

Szöőr, Gy. & Félszerfalvi, J. 1985: Determination of a rare sulphate mineral-association by scanning electron microscopy. — Hungarian–Austrian Joint Conference on Electron Microscopy, Balatonaliga, Hungary, p. 75. (abstr.)

Kordos, L. & Szöőr, Gy. 1985: Some new late Cenozoic chronological data from Hungary tested by thermal analysis method. — VIII. Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Budapest, Hungary, p. 317. (abstr.)

Bohátka, S. & Szöőr, Gy. 1985: Geochronology with MS-aided thermal analysis. — 10th International Mass Spectrometry Conference, Swansea, United Kingdom, p. 398. (abstr.)

SZÖŐR, Gy. & BARTA, I. 1986: Indicator elements of the salinity facies in molluscan shells. — 8th Proceedings of the Malacological Congress, Budapest, 1983, pp. 269–270.

DUDICH E. & SZÖŐR Gy. 1986: Kemosztratigráfia. — *Őslénytani Viták* **32**, pp. 51–58.

SZÖŐR, Gy., HETÉNYI M., BALÁZS É. & BOHÁTKA S. 1986: Az Észak-Borsodi Karszt előterében lévő jellegzetes szervesanyag-tartalmú pannon rétegek geokémiai fáciesanalízise. — *Földtani Közlöny* **116/2**, pp. 137–146.

VICZIÁN I., KOZÁK M. & SZÖŐR Gy, 1986: Markazit, copiapit és romboklász az uzsai alsó pannóniai kavicsösszletben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1984.** *évről*, pp. 377–387.

SAJGÓ, Cs., HORVÁTH, Z. A., SZÖŐR, Gy., MCEVOY, J. 1987: Influence of temperature and pressure on maturation processes. — 13th International Meeting on Organic Geochemistry, Venice, Italy, p. 21. (abstr.)

BOHÁTKA, S. & SZÖŐR, G. 1987: Advances of a Quadrupole-Derivatograph Thermoanalytical Instrument. — *Vacuum* **37/1–2**, pp. 187–188.

SZÖŐR, Gy., BOHÁTKA, S. & KORDOS, L. 1987: Investigation of quaternary sporadic finds (Vertebrata) by DTA, DTG, TG, QMS–EGA method. — In: PÉCSI, M. (ed.): Pleistocene environment in Hungary. — Akadémiai Kiadó, pp. 227–231.

SZÖŐR, Gy., KOZÁK, M., FÉLSZERFALVI, J. & BOHÁTKA, S. 1987: Mineralogical tracing of the telethermal activity in a fluvial gravel deposit at Uzsa, Hungary, — In: PÉCSI, M. (ed.): Pleistocene environment in Hungary. — Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 227–231.

SZÖŐR, Gy. & BOHN-HAVAS, M. 1987: Lajos Kossuth's palaeontological collection from Italy. — Proceedings of the XIIIth Symposium of INHIGEO, Pisa–Padova, Italy, pp. 319–330.

SZÖŐR Gy., FÉLEGYHÁZI E. & SÜMEGI P. 1987: Szeged környéki sekélymélységű fúrások anyagának üledékföldtani, őslénytani vizsgálata, fáciestani és paleoökológiai értékelése. — *Acta Geographica Debrecina* **23**, pp. 19–36.

SZÖŐR Gy. 1987: Székyné dr. Fux Vilma egyetemi tanár 70 éves. — *Acta Geographica Debrecina* **23**, pp. 19–36.

RÓZSA P. & SZÖŐR Gy. 1988: Klinkertéglák vizsgálata mikroszkóppal, modális elemző módszerrel. — *Építőanyag* **40/5**, pp. 183–188.

SZÖŐR Gy. & BALÁZS É. 1988: A mezőtúri burkolótégla felületén tapasztalható ásványkiválásról. — *Építőanyag* **40/6**, pp. 217–222.

SZÖŐR, Gy. 1988: A KLTE Ásvány- és Földtani Tanszéke építésföldtannal kapcsolatos kutatómunkája. — *Mérnökgeológiai Szemle* **36**, pp. 127–133.

SZÖŐR Gy. & MOLNÁR Gy. 1989: Javaslat alternatív só-ásványanyag keverékek alkalmazására a téli útüzemelésben. — *Közlekedés- és Mélyépítéstudományi Szemle* **39/2**, pp. 75–79.

KOVÁCS-HADADY, K., BALÁZS, É., KISS, I. T., BOHÁTKA, S. & SZÖŐR, Gy. 1989: Combined thermoanalytica –mass-spektrometric investigation of Crupodex[R] dextranomer. — *Journal of Thermal Analysis* **35**, pp. 1499–1505.

SZÖŐR, Gy. & KOZÁK, M. 1989: An apparatus for simultaneous thermal analysis and its applications in geological research. — I. Congreso Cubano de Geologia (Proyectos 165, 242, 262 PICG), La Habana, Cuba, p. 19. (abstr.)

SZÖŐR, Gy. 1990: An apparatus for simultaneous thermal analysis and its application in geological research. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **31**, pp. 57–65.

SZÖŐR Gy., PETZ R., SCHEUER Gy. & SCHWEITZER F. 1990: A tassi kistérségi regionális vízműnél feltárt pleisztocén agyagok mérnökgeológiai és geokémiai vizsgálata és értékelése. — *Mérnökgeológiai Szemle* **39**, pp. 119–140.

KOZÁK, M., SZÖŐR, Gy. & RÓZSA, P. 1990: Occurences of some rare minerals deriving from Neogene Magmation in Hungary. — 15th International Mineralogical Association, Beijing, China, Vol. I. pp. 57–58.

SÜMEGI, P., SZÖŐR, Gy. & HERTELENDI, E. 1991: Palaeoenvironmental reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary, based on malacological and radiocarbon data. — *SOOSIANA* **19**, pp. 5–12.

SZÖŐR Gy., SÜMEGI P. & HERTELENDI E. 1991: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő-módszerrel az Alföld felső-pleisztocén–holocén klímaváltozásával kapcsolatban. — *Acta Geographica Debrecina* **28–29**, pp. 217–229.

SZÖŐR, Gy., BARTA, I., KUTI, L. & SÜMEGI, P. 1991: Geochemical facies analysis of quaternary pelitic sediments of the North-Eastern parts of the Great Hungarian Plain. — *Acta Mineralogica-Petographica, Szeged* **32**, pp. 21–36.

SZÖŐR, Gy., SÜMEGI, P. & HERTELENDI, E. 1991: Malacological and isotope geochemical methods for tracing Upper Quaternary climatic changes. — In: PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (eds): Quaternary environment in Hungary, 26. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 61–74.

Szöőr, Gy., Sümegi, P. & Balázs, É. 1991: Sedimentological and geochemical analysis of Upper Pleistocene paleosols of the Hajdúság region, NE Hungary. — In: In: Pécsi, M. & Schweitzer, F. (eds): Quaternary environment in Hungary, 26. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 47–60.

Szöőr, Gy., Scheuer, Gy., F. Schweitzer, F., Hertelendi, E., Balázs, É. & Sümegi, P. 1991: Isotope geochemical investigation of Quaternary and Neogene fresh-water limestones with faciological and stratigraphical evaluation. — 13th International Congress INQUA, Beijing, China, pp. 348–349. (abstr.)

Szöőr, Gy., Sümegi, P. & Hertelendi, E. 1991: Changes in the Upper Pleistocene and Holocene climate of the Hungarian Plain reflected by the "Malacothermometer" method. — 13th International Congress INQUA, Beijing, China, p. 349. (abstr.)

Szöőr, Gy., Sümegi, P. & Balázs, É. 1991: Upper Pleistocene fossil soil zones discovered in the Hajdúság region, NE Hungary. — 13th International Congress INQUA, Beijing, China, pp. 349–350. (abstr.)

Szöőr Gy. 1992: A fáciestani és rétegtani azonosítás geokémiai lehetőségei. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 9–14.

Szöőr, Gy., Balázs É., Paál A., Szádai J. & Székely G. 1992: Összetett termoanalitikai–tömegspektrometriás mérőrendszer fejlesztése és alkalmazása a geokémiai kutatásba. — In: SzöőrGy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 17–26.

Szöőr, Gy., Barta I., Balázs É., Sümegi P. & Kuti L. 1992: Az Északkelet-Alföld negyedkori pelites üledékeinek geokémiai fácieselemzése. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 45–64.

Scheuer Gy., Schweitzer F., Hertelendi E. & Szöőr Gy. 1992: Megsüllyedt és eltemetett vörösagyagok és löszösszletek lito- és geokémiai fácieselemzése és rétegtani értékelése. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 65–80.

Szöőr Gy., Sümegi P. & Balázs É., 1992: A Hajdúság területén feltárt felső pleisztocén fosszilis talajok szedimentológiai és geokémiai fácieselemzése. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 81–92.

Szöőr Gy., Balázs É., Sümegi P., Scheuer Gy., Schweitzer F. & Hertelendi E. 1992: A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése fáciestani és rétegtani értékeléssel. —In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 93–107.

Szöőr Gy., Balázs É., Cserháti Cs., Dinya Z., Hertelendi E., Sümegi P. & Szanyi J. 1992: Quarter és neogén Mollusca-héjak kemotaxonómiai és paleoökológiai elemzése. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 111–182.

Szöőr Gy., Sümegi P. & Hertelendi E., 1992: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő módszerrel az Alföld felső pleisztocén – holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 183–191.

Szöőr Gy., Sümegi P. & Félegyházi E. 1992: Szeged környéki sekélymélységű fúrások anyagának üledékföldtani, őslénytani vizsgálata, fáciestani és paleoökológiai kiértékeléssel. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 193–203..

Braun M., Lakatos Gy., Mészáros I., Sümegi P., Szücs L. & Szöőr Gy. 1992: A kállósemjéni Nagy-Mohos láp fejlődéstörténete üledékföldtani, geokémiai, malakológiai és pollenanalitikai vizsgálatok alapján. — In: Szöőr Gy. (szerk.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, pp. 205–246.

Sümegi P., Lóki J., Hertelendi E. & Szöőr Gy. 1992: A tiszaalpári magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. — *Alföldi Tanulmányok* **14**, pp. 75–88.

Szöőr Gy. & Bohnné Havas M. 1992: Kossuth Lajos Olaszországban gyűjtött ősmaradványai. — Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Kiadványa, pp. 17–28.

Hertelendi, E., Szöőr, Gy, & Sümegi, P. 1992: Geochronologic and paleoclimatic characterization of quaternary sediment in the Great Hungarian Plain. — *Radiocarbon* **34/3**, pp. 833–839.

DARÓCZY S., PAPP Z. & SZÖŐR GY. 1992: Kőzetek béta-radioaktivitásának mérése és geokémiai fácies-analitikai alkalmazása. — *Földtani Közlöny* **120/2–4**, pp. 227–239.

SCHWEITZER F. & SZÖŐR GY. 1992: Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg" alapján. — *Földrajzi Közlemények* **116/3–4**, pp. 105–123.

FEKETE, E., SZÖŐR, GY., BALÁZS, É. & TRESTYÁNSZKY, Z., ERŐS, I. 1992: Structural stability of some o/w type creams. — FIP-Congress, Lyon, Franciaország, p. 45. (abstr.)

BRAUN M., SÜMEGI P., SZŰCS L. & SZÖŐR GY. 1993: A kállósemjéni Nagy-Mohos láp fejlődéstörténete. (Lápképződés emberi hatásra és az ősláp hipotézis.) — A nyíregyházi Jósa András Múzeum Évkönyve 1990–1993, pp. 335–368.

SCHEUER GY., SZÖŐR GY., SÜMEGI P., BALÁZS É., HERTELENDI E. & SCHWEITZER F. 1993: A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése fácies és rétegtani értékeléssel. — *Hidrológiai Közlöny* **75/5**, pp. 298–307.

FEKETE E., ERŐS I., BALÁZS É., SZÖŐR GY., KATONA A. & TRESTYÁNSZKY Z. 1993: O/V típusú krémek vizsgálata. — IX. Congressus Pharmaceuticus Hungaricus, p. 34. (abstr.)

BRAUN M., SÜMEGI P., SZŰCS L., SZÖŐR GY. & TÓTH A. 1994: A nyírségi lápok limnogeológiai fejlődés-története. The contribution of paleoecological studies to the conservation and management of fens in NE Hungary. — I. Kelet-magyarországi Természetvédelmi Konferencia kiadványa, Debrecen pp. 250–253.

SÜMEGI P., BRAUN M., SZÖŐR GY., VISSI E., SZABÓ E. & TÓTH A. 1994: A pocsaji láp kialakulása és fejlődés-története. Paleoecological studies on the Pocsaj fen. — I. Kelet-magyarországi Természetvédelmi Konferencia kiadványa, Debrecen, pp. 359–362.

SZÖŐR, GY., KORPÁS-HÓDI, M., DON, GY. & BESZEDA, I. 1994: Microspherulites from the sediment of Nagylózs–1 borehole. — International Meeting of Spherulites in the Carpathian Basin. Budapest, Hungary, p. 19. (abstr.)

SZÖŐR, GY., KORPÁS-HÓDI, M., DON, GY. & BESZEDA, I. 1995: Microspherulites (Microtectites?) from the sediments of Nagylózs–1 borehole N.W. Hungary — In: Detre, Cs. H., SZÖŐR, Gy. (eds.), Proceedings of the International Meeting: Spherulites and (Palaeo)ecology, Debrecen, pp. 87–110.

BORBÉLY-KISS, I., RAJTA, I., BESZEDA, I. & SZÖŐR, GY. 1995: The Investigation of spherules by ATOMKI scanning proton microprobe. — Antarctic Meteorites XX, National Institute of Polar Research, Tokyo, pp. 16–21.

RÓZSA, P. BRAUN, M. & SZÖŐR, GY. 1995: Geochemical and petrogenetic evaluation of the glassy micro-spherules from Upper pannonian layers of borehole Nagylózs 1, Hungary. — Antarctic Meteorites XX, National Institute of Polar Research, Tokyo, pp. 211–218.

SZÖŐR, GY. & RÓZSA, P., 1995: Spherules in the strata of the Little Hungarian Plain (NW Hungary). — *Romanian Journal of Mineralogy* 77, Suppl. 1, p. 44–45. (abstr.)

RÓZSA, P., BRAUN, M. & SZÖŐR, GY. 1995: Geochemical and petrogenetic evaluation of the glassy microspherules from Upper Pannonian layers, Hungary. — International Meeting of the IGCP PP384, Debrecen, Hungary, p. 12. (abstr.)

BESZEDA, I., GYURICZA, GY. & SZÖŐR, GY, 1995: Magnetic Spherules in the alluvial flat in the Danube, NW Hungary. — International Meeting of the IGCP PP384, Debrecen, Hungary, p. 13. (abstr.)

RÁLISCH-FELGENHAUER, E., RÓZSA, P., BRAUN, M., BESZEDA, I. & SZÖŐR, GY. 1995: Origin of the "Extremely small Spherules" from the Middle Triassic of Mecsek Mts., Hungary. — International Meeting of the IGCP PP384, Debrecen, Hungary, p. 15. (abstr.)

RAJTA, I., BORBÉLY-KISS, I., SZÖŐR, GY., MÓRIK, GY., BARTHA, L., KOLTAY, E. & KISS, Á. Z. 1995: The Atomki scanning microprobe facility and its applications to geological samples. — Twelfth Internat. Conference on Ion Beam Analysis, Arizona State University, USA. Abstract No. DO–05. (abstr.)

SZÖŐR, GY. & RÓZSA, P. 1995: Spherules in the strata of the Little Hungarian Plain (NW Hungary). — 3rd Symposium on Mineralogy, Baia Mare, Romania, p. 72. (abstr.)

SZÖŐR, GY. 1996: Simultaneous Thermoanalytical Method (DTA, TG, DTG-EGA (QMS), - TGT, DTGT) and Its Applications in Geological Research. — Proceedings of the Israel–Hungary Binational Conference on Thermal Analysis and Calorimetry of Materials. Ein-Bokek, Israel, March 17–19, 1996. p. 12–14.

RAJTA, I., BORBÉLY-KISS, I., MÓRIK, GY., BARTHA, L., KOLTAY, E., KISS, Á. Z. & SZÖŐR, GY. 1996: The Debrecen scanning proton microprobe facility and its applications to geological samples. — Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B. 118. pp. 437–441.

SZÖŐR, GY., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., BESZEDA, I., RÓZSA, P. & BRAUN, M. 1996: Origin of the "Extremely Small Spherules" from the Middle Triassic of Mecsek Mountains, Hungary. — *Annales, Universitatis Scientiarium Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatea, Sectio Geophysica et Meteorologica* **12**, pp. 79–86.

SZŐŐR, GY., SCHWEITZER, F., HERTELENDI, E. & BALÁZS, É. 1996: Thermoanalytical Method (DTA, TG, DTG-EGA(QMS),-TGT, DTGT) and Its Applications in Geological Research. — Proceedings of the Israel–Hungary Binational Conference on Thermal Analysis and Calorimetry of Materials. Ein-Bokek, Israel, March 17–19, 1996. p. 43. (abstr.)

SZŐŐR, GY. 1996: Geological dating by thermal analysis. — Proceedings of the Israel–Hungary Binational Conference on Thermal Analysis and Calorimetry of Materials. Ein-Bokek, Israel, March 17–19, 1996. p. 44. (abstr.)

SÜMEGI, P., RUDNER, E., HERTELENDI, E., BOROS, S., DELI, T., KOZÁK, J. & SZŐŐR, GY. 1996: Paleoecological research of the loess on the Kopasz mount (Tokaj, North Hungary). — Abstract of "Geomorphology and the Changing Environment in Europe Congress", Budapest, p. 112. (abstr.)

SZŐŐR, GY. 1996: Spherules in the Strata of the Little Hungarian Plain (NW Hungary). — In: BOGNAR, A. & TARNOCAI, CH. (eds): Proceeding of the First Symposium on the Geomorphology of the Adriatic Sea Areas. Univ. Zagreb, Croatia. pp. 18–21.

SZŐŐR, GY. & RÓZSA, P. 1997: Ree content extremely small spherules from borehole Nagylózs–1, NW Hungary. — Antarctic Meteorites XXII, National Institute of Polar Research, Tokyo, pp. 174–178.

SCHWEITZER, F. & SZŐŐR, GY, 1997: Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **10**, pp. 95–105.

SÜMEGI, P. & SZŐŐR, GY. 1998: Natural wild fire prints in Würm lossey layers of the Carpathian Basin. — XVI. Congress of Carpathian–Balkan Geological Association (Vienna, Austria), p. 584. (abstr.)

PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. & SZŐŐR, GY., 1998: Formation of hypergene bentonite deposits in the Borsod basin (NE Hungary). XVI. Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, p. 499. Wien, Austria. (abstr.)

SZŐŐR, GY., RÓZSA, P., BESZEDA, I. & KORPÁS-HÓDI, M. 1998: Cenozoic spherule layers in Hungary. — XVI. Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, (Vienna, Austria), p. 593. (abstr.)

SZŐŐR GY., RÓZSA P. & BESZEDA I., 1998: Extraterresztrikus anyagféleségek azonosítása a K-Magyarországi régióban. — A MFT. Jubileumi vándorgyűlése 1998. okt. 1–3. Nyíregyháza, p. 16. (abstr.)

SZŐŐR, GY., SÜMEGI, P., MAGYARI, E. & HERTELENDI, E. 1998: The Possible correlation between Vela Supernova and paleoenvironmental change on Pleistocene–Holocene boundary, Hungary. — Annual Meeting of IGCP 384 Project. Budapest, p. 12. (abstr.)

TÓTH A., DÉVAI GY., SZŐŐR GY., BRAUN M., DINYA Z. & NAGY S. 1998: A Balaton és a Kis-Balaton üledékminősége kénforgalmi szempontból. — XL. Hidrológus Napok, Álló- és folyóvizeink minősége, Tihany, 1998. október 7–9, pp. 26–27. (abstr.)

SZŐŐR GY., BARTA I. & RÓZSA P. 1999: Townson „Travels in Hungary..." című könyvének geokémiai vonatkozásai (Geochemical concerns of Townson's travels in Hungary) — In: RÓZSA P. (szerk.) Robert Townson magyarországi utazásai (Robert Townson's travels in Hungary), Kossuth Egyetemi Kiadó. pp. 59–71.

ELEKES, Z., UZONYI, I., B. GRAUTZE, B., RÓZSA, P., KISS, A. Z., SZŐŐR, GY. 2000: Contribution of PIGE techniques to the study of obsidian glasses. — Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. B. 161–163. pp. 839–845.

SZŐŐR GY. 2000: Felsőpleisztocén erdőtüzek termoanalitikai bizonyítása és feltételezett paleoklimatológiai szerepük. — In: FÁBIÁN SZ. & TÓTH J. (szerk.): Geokronológia és domborzatfejlődés. (Tiszteletkötet Schweitzer Ferenc professzor úr 60. Születésnapjára). Pécsi Tudományegyetem, pp. 167–187.

HEGEDŰS CS., SZŐŐR GY., BALÁZS É., BUKOVINSZKI K. & KESZTHELYI G. 2000: Fogászatban alkalmazott szilánkerámia rendszerek differenciál termoanalitikai vizsgálata. — *Fogorvosi Szemle* **93/3**, pp. 66–76.

RÓZSA, P., SZŐŐR, G., SIMULÁK, J., GRATUZE, B., ELEKES, Z. & BESZEDA, I. 2000: Classification and distinction of obsidians by various analytical techniques. — In: RAMMLMAIR, D. et al. (eds): Applied Mineralogy. Balkema, Rotterdam, pp. 217–220.

RÓZSA, P., SZŐŐR, G., ELEKES, Z., UZONYI, I., SIMULÁK, J., SIMON, A. & KISS, Á. Z. 2000: Geological Applications of Micro-PIXE Technique. — *ATOMKI Annual Report* **2000**, p. 55.

RÓZSA, P., SZŐŐR, G., ELEKES, Z. & SIMULÁK, J. 2000: Geochemical study on marekanitic perlite of Tokaj-Lebuj. A historical approach. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged,* **41**, Supplementum, p. 93. (Abstract. Minerals of the Carpathians International Conference Miskolc, March 9–10, 2000.) (abstr.)

WEISZBURG, T., SZÖŐR, G., VINCZE, P., LOVAS, Gy. & BALLA, M. 2000: Mellite ($Al_2C_{12}O_{12} \cdot 16H_2O$) from csordakút Mine, Bicske, Hungary: a new mineral for the Carpathian–Pannonian Region. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged,* **41,** Supplementum, p. 125. (Abstract. Minerals of the Carpathians International Conference Miskolc, March 9–10, 2000.) (abstr.)

SIMULÁK J., SZÖŐR Gy., RÓZSA P., GRATUZE B. & ELEKES Z. 2000: Obszidiánok strukturális és összetételi elemzése archeometriai és petrológiai céllal. — Vegyészkonferencia Előadásösszefoglalók Magyar Kémikusok Egyesülete, Debrecen, 2000. július 5–7, p. 12. (abstr.)

ELEKES, Z., UZONYI, I., KISS, Á. Z., SZÖŐR, G. & SIMULÁK, J., 2000: Magnetic spherules as markers of paleozoic impact in Hungary. — 7th International Conference on Nuclear Microprobe Technology and Applications, Final Program and Abstracts, Cité Mondiale, Bordeaux, France, September 10–15, 2000, p. 104. (abstr.)

ELEKES, Z., Simon, A., UZONYI, I., Kiss, Á. Z., SZÖŐR, G., RÓZSA, P. & SIMULÁK, J. 2000: Study of mineral inclusions in obsidian glasses. — 7th International Conference on Nuclear Microprobe Technology and Applications Final Program and Abstracts, Cité Mondiale, Bordeaux, France, September 10–15 2000, p. 105. (abstr.)

SZÖŐR, G., ELEKES, Z., RÓZSA, P., UZONYI, I., SIMULÁK, J. & KISS, Á. Z. 2001: Magnetic spherules: Cosmic dust or markers of a meteoritic impact? — *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res.* B **181,** pp. 557–562.

ELEKES, Z., SZIKI, G. Á., UZONYI, I., SIMON, A., RÓZSA, P., SIMULÁK, J., SZÖŐR, G. & KISS, Á. Z. 2001: Geological and Biomedical Applications of Ion Beam Analysis Techniques. — *ATOMKI Annual Report* **2001,** p. 45.

SIMULÁK J., SZÖŐR Gy. & RÓZSA P. 2001: Obszidiánok geokémiai vizsgálata petrológiai és archeometriai céllal. — EMT Bányászat-kohászat-földtan Konferencia, Csíksomlyó, Románia Abstracts, p. 104. (abstr.)

MAGYARI, E., DAVIS, B., SÜMEGI P. & SZÖŐR, G. 2001: Past climate variability in the Capathian Basin besed on pollen-and mollusc-derived palaeoclimate reconstructions: 0–25.000 cal. yr. BP. — Past Climate Variability Through Europe and Africa. — PAGES-PEP III Conference, Aix-en-Provance, France-Abstracts in http://atlas-conferences.com/c/a/h/i/93.htm. (abstr.)

ELEKES, Z., SZÖŐR, G., KISS, Á. Z., RÓZSA, P., SIMON, A., UZONYI, I. & SIMULÁK, J. 2002: Deuteron induced gamma-ray emission method applied at a nuclear microprobe for carbon and oxygen content measurements. — *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res.* B **190/1–4,** pp. 291–295.

BOGNAR, A., SCHWEITZER, F. KIS, É. & SZÖŐR, G. 2002: Studies on changes in the geographical environment of the Northern Adriatic Region. — Environmental change impacts in the Carpatho–Balkan Region, Carpatho–Balkan workshop, Sept. 23–27, 2002, Paklenica–Starigrad, Croatia, Abstract of papers, p. 18. (abstr.)

SCHWEITZER, F. & SZÖŐR, G. 2002: On Late Miocene – Early Pliocene desert climate in the Carpatian Basin. — Environmental change impacts in the Carpatho–Balkan Region, Carpatho–Balkan workshop, Sept. 23–27, 2002, Paklenica–Starigrad, Croatia, Abstract of papers, p. 41. (abstr.)

RÓZSA, P., ELEKES, Z., SZÖŐR, G., SIMON, A., UZONYI, I., KISS, Á. Z. & SIMULÁK, J. 2003: Mapping minerals in obsidian glasses by using micro-pixe technique. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Abstract Series* **1,** p. 91. (abstr.)

RÓZSA, P., ELEKES, Z., SZÖŐR, G., SIMON, A., SIMULÁK, J., UZONYI, I. & KISS, Á. Z. 2003: Phenocrysts in obsidian glasses. — *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **256/2,** pp. 329–337.

PÜSPÖKI, Z., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KOZÁK, M., SZÖŐR, G. & DEÁK, J. 2003: : Eustatic and tectonic control on bentonite formation (Sarmatian, NE Hungary) — EUROCLAY 2003. Conference of the European Clay Group Association, Modena (Italy) 2003. Jun. 22–26. Poster. (abstr.)

UZONYI, I., SZÖŐR, G., RÓZSA, P., VEKEMANS, B., VINCZE, L. ADAMS, F., DRAKOPOULOS, M., SOMOGYI, A. & KISS, Á. Z. 2003: Characterization of impact materials around Barringer Meteor Crater by micro-PIXE and micro-SRXRF-techniques. — 16th International Conference on Ion Beam Analysis (IBA 2003), Jun 29–July 4. Albuquerque, New Mexico, USA. Presentation: No–P1–58. (abstr.)

SZÖŐR, Gy. 2004: The mineralogical and geochemical evaluation of the sediments from Bátorliget Marshland by thermal analysis. — In: SÜMEGI, P. & S. GULYÁS S. (eds): The Geohistory of Bátorliget Marshland. Archeolingua Kiadó, Budapest, p. 57, and pp. 142–150.

SZÖŐR, Gy. 2004: Az élet eredete és az őslégkör. — Földtudományi Tanulmányok, Tiszteletkötet Dr. Justyák János 75. születésnapjára, Debreceni Egyetem, pp. 203–223.

UZONYI, I., SZÖŐR, G., RÓZSA, P., VEKEMANS, B., VINCZE, L. ADAMS, F., DRAKOPOULOS, M., SOMOGYI, A. & KISS, Á. Z. 2004: Characterization of impact materials around Barringer Meteor Crater by micro-PIXE and micro-SRXRF techniques. — *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res.* B 219–220, pp. 555–560.

SZÖŐR, G., RÓZSA, P., VEKEMANS, B., VINCZE, L., ADAMS, F., UZONYI, I., SZABÓ, G., KISS, Á. Z., BESZEDA, I. & SIMULÁK, J. 2004: Characterization of cosmic microobjects by SEM-EDS, DIGE. MICRO-PIXE and SRXRF tecgniques. — 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 20–28. Aug. (in CD) (abstr.)

RÓZSA, P., SZÖŐR, G., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I., KISS, Á. Z. & SIMULÁK, J. 2004: Comparative Geochemical studies of obsidian samples from various localities. — 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 20–28. Aug. (in CD) (abstr.)

UZONYI, I., SZÖŐR, G., VEKEMANS, B., VINCZE, L., RÓZSA, P., SZABÓ, GY., SOMOGYI, A., ADAMS, F., KISS, Á. Z., 2004: Application of combined micro-proton-induced X-ray emission and micro-synchrotron radiation X-ray fluorescence techniques for the characterization of impact materials around Barringer Meteor Crater. — *Spectrochimica Acta*, Part B, 59, pp. 1717–1723.

BOHÁTKA, S., CZÉL, G., SZÖŐR, G. & BALÁZS, É. 2004: A high temperature direct probe for MS and its use for thermal decomposition monitoring. — 10th Joint Vacuum Conference (JVC–10), Portoroz, Slovenia, Sep. 29 – Oct. 2., 2004. (abstr.)

VAKEMANS, B., VINCZE, L., ADAMS, F., RICKERS, K., FALKENBURG, G., UZONYI, I., SZÖŐR, G., KISS, Á. Z., HARTING, M., KRAMAR, A., SOMOGYI, A., DRAKOPOULOS, M. & BARRETT, R. 2004: 3D micro-XRF analysis of geological samples by confocal imaging. — European Conference on X-ray spectrometry (EXRS 04), Alghero, Italy (7–11 June 2004). (abstr.)

VAKEMANS, B., VINCZE, L., RICKERS, K., FALKENBERG, G., UZONYI, I., SZÖŐR, G., KISS, Á. Z., HARTING, M., KRAMAR, A., SOMOGYI, A., BARRETT, R. & ADAMS, F. 2004: Confocal Imagong Experiments at the ESRF ID18F Beam Line: Microscopic Three-Dimensional (3D) XRF Analysis of Geological Sample. — 4th Conference on Synchrotron Radiation in Materials Science, Grenoble, France. (abstr.)

BOHÁTKA, S., CZÉL, GY., SZÖŐR, G. & BALÁZS, É. 2005: High temperature direct probe for MS and its use for thermal decomposition monitoring. — *VACUUM*, 80, pp. 247–252.

BOHÁTKA S., SZÖŐR GY., CZÉL GY. & BALÁZS É. 2005: Termogázelemzés (EGA) tömegspektrométerrel, magas hőmérsékletű direkt mintavételezéssel. — 48. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés, Hajdúszoboszló, pp.91–94.

SZÖŐR, G., .RÓZSA, P., VAKEMANS, B., VINCZE, L., ADAMS, F., UZONYI, I., KISS, Á. Z. & BESZEDA, I. 2005: Characterization of cosmic micro-objects by SEM-EDS, DIGE, MICRO-PIXE and SRXRF techniques. — *Acta Geologica Hungarica*, 48/4, pp. 419–434.

RÓZSA P., SZÖŐR, GY., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I. & KISS, Á. Z. 2006: Geochemical Studies of Obsidian samples. — 8th Mining, Metallurgy and Geology Conference, Sepsiszentgyörgy, April 6–9, 2006, p. 295. (abstr.)

RÓZSA P., SZÖŐR, GY., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I. & KISS, Á. Z. 2006: Discrimination between tectonic environments of obsidian samples using geochemical data. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* 5, Szeged, p. 104 (abstr.).

SZÖŐR GY. 2006: Néhány alapvető gondolat a környezet-geokémiáról. — *A Miskolci Egyetem Közleménye. A sorozat, Bányászat*, **69**, pp. 351–361.

RÓZSA, P., SZÖŐR, GY., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I. & KISS, Á. Z. 2006: Comparative geochemical studies of obsidian samples from various localities. — *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, pp.73–87.

SZÖŐR, GY.†, 2007: Földvári Aladár professzor életútja. — *Acta Geogr. Geol. Met. Debrecina* **I**. pp. 3–5.

Szabadalom

BERECZ I., BOHÁTKA S., GÁL I., LANGER G. & SZÖŐR GY. 1986: Elrendezés termoanalitikai mérőberendezésre. — Szabadalom OTH 182 824 sz. Nemzetközi osztályjelzet: (51) NSZO G 01 N 5/00.

RÓZSA Péter

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

SZEMÉLYI HÍREK

Elhunyt tagtársaink:

Martinkó Mária
dr. Szabó Nándor
dr. Hámor Géza
Emlékünkben és munkáikban tovább élnek.

***

Sikeres PhD védések a Miskolci Egyetemen a MIKOVINY Sámuel Doktori Iskolában:

MÁDAI VIKTOR: A gyöngyösoroszi flotációs meddő környezetásványtani vizsgálata.Témavezető: dr. FÖLDESSY János PhD, CSc, egyetemi tanár, intézetvezető. Nyilvános vita és védés: 2007. június 5.

ESEMÉNYEK

Az Eötvös Loránd Tudományegyetemen a Kari Tanács határozata alapján létrejött az Általános és Alkalmazott Földtan Tanszék, melynek vezetésével a kiírandó pályázat elbírálásáig, de legkésőbb 2007. december 31-ig a dékán Mindszenty Andrea professzort bízta meg. Az összevonás a korábbi Általános és Történeti Földtani valamint az Alkalmazott- és Környetföldtani Tanszékeket érinti.

RENDEZVÉNYEK

IX. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Buziásfürdő, 2007

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT) Bányászati–Kohászati és Földtani Szakosztálya által évente szervezett Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia a Kárpát-medence egyik legnevesebb találkozója, ami immáron kilencedik alkalommal, idén Buziásfürdőn (Buziaş) került megrendezésre, márc. 29. és ápr. 1. között. A konferencia célja, hogy lehetőséget teremtsen az erdélyi és magyarországi, ill. más államokbeli magyar szakembereknek tudományos eredményeik kölcsönös bemutatására, az ismerkedésre, valamint a kapcsolatteremtésre.

A rendezvény célkitűzéseinek maximálisan eleget tesz, hiszen egyedülálló módon volt képes idén is a kitermelés, a feldolgozás és a kutatás szakembereinek közös szakmai fórumot biztosítani.

Buziásfürdő napjainkban kissé különösen csengő neve az ómagyar buzjás, azaz bodzás szóból ered. Vizének gyógyító hatását már a rómaiak is feltételezték, de igazi hasznosítása 1809-óta ismert, a 19. század második felében kiépült fürdője DEÁK Ferenc kedvenc pihenőhelye volt. Többször járt itt TREFORT Ágoston is, akinek mellszobra a református parókia udvarán található.

A terület mélyfúrásos kutatását ZSIGMONDI Vilmos végezte. Ezt az időszakot elevenítették fel a tudománytörténeti szekcióban elhangzott az előadások (TÓTH J., CSATH B. és a többiek). Ugyanitt kiemelték a Társulat szerepét az akkori kutatási tevékenységben. A fürdővárost Ferenc József magyar király is meglátogatta, ennek emlékét őrzi a Császári szálló neve.

A trianoni békeszerződésig Temes vármegye Buziásfürdői járásának székhelye volt, amikor még a német, magyar és román lakosság megközelítően azonos lélekszámmal rendelkezett.

A konferencián a Kárpát-medence majdnem minden területéről érkező neves szakemberek biztosították a magas színvonalat és a kellemes hangulatot, amely a szakmai kirándulások befejeztével (fontosabb állomások: Vaskő– Kiskrassó–Domány–Krassóvár–Resicabánya–Boksánbánya–Dognácska stb.) a kutatások és a legújabb ismeretek tanulságos prezentálásával vált teljessé. A résztvevők számát sejteti talán az A4-es ívben, közel 300 oldalas konferencia kiadvány, a programok sokszínűségét pedig a B2-es ívben nyomtatott, több mint 60 oldalas programfüzet.

Örömmel nyugtázható, hogy a jelenlévők között meglepően sok fiatal szakember és jövendő szakmabeli diák vett részt, ami talán közvetve előmozdíthatja e tudományterület hosszú távon konzerválódó szellemi felfrissülésének alapjait, jó képességű, magasabb szinten kvalifikált utánpótlás biztosításával.

JÁNOSI Tibor

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett a **technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím	**g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt**
	h, Diszkusszió
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)	**i, Eredmények, következtetések**
c, Összefoglalás (angol abstract)	j, Köszönetnyilvánítás
d, Bevezetés, előzmények	**k, Hivatkozott irodalom**
e, Módszerek	l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
f, Adatbázis, adatkezelés	m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve, a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 137/3, 2007

Tartalom — Contents